

CONTRIBUTION A L'ÉTUDE DE LA TECTONIQUE SUPERPOSÉE HERCYNIENNE
DES PYRÉNÉES ORIENTALES :
LE PROBLÈME DES PLISSEMENTS PRÉCOCES
DANS LE PALÉOZOÏQUE INFÉRIEUR ÉPIZONAL (SÉRIE DE JUJOLS)
DU SYNCLINAL DE VILLEFRANCHE DE CONFLENT

par Bernard LAUMONIER * et Gérard GUITARD *

RESUME. — Etude géométrique des plissements superposés hercyniens affectant une série flyschöide très monotone du Paléozoïque inférieur (Ordovicien probable). Une cartographie détaillée combinée aux méthodes de l'analyse structurale, en particulier à l'étude de la distribution régionale des linéations d'intersection schistosité-stratification, permet de déceler des faisceaux plissés de dimension hectométrique à kilométrique mais montre l'absence de plissements de plus grande amplitude (nappes de couverture). Trois phases successives de plissements précoces ont été reconnues :

Phase I : forme les faisceaux plissés les plus importants de direction WNW-ESE à E-W, à plans axiaux généralement redressés, probablement sans schistosité, développés au sommet de la série de Jujols.

Phase II : dont le seul témoin objectif est une schistosité relique mais qui pourrait accompagner la formation de certains plis couchés comme cela est connu dans les mêmes terrains du massif voisin de l'Agly.

Phase III : caractérisée par le développement d'une schistosité régionale dominante accompagnant des plis couchés à déversement variable d'amplitude décamétrique à hectométrique.

Les caractères microscopiques des schistosités sont décrits : il s'agit le plus souvent de schistosité à fins microlithons (schistosité dite de « strain-slip »).

Mots-clés : Plissements superposés, Schistosité, Linéation d'intersection, Orogénie hercynienne, Ordovicien, Pyrénées orientales.

ABSTRACT. — *Contribution to the study of hercynian superimposed tectonics of the eastern Pyrenees : the problem of early folding of the Villefranche de Conflent syncline in epizonal lower Paleozoic (Jujols series) : Geometric study of hercynian superimposed folds affecting a monotonous flysch of probable Ordovician age. An approach combining detailed cartography and structural analysis, in particular in the study of the regional distribution of lineations resulting from schistosity-stratification intersections, reveals folded bundles of hectometric to kilometeric dimensions and the absence of folds of greater amplitude. Three successive phases of early folding are recognized :*

Phase I : developed at the top of the Jujols series, this constitutes fold bundles, the most important of which trend varying from WNW-ESE to E-W, with axial plane generally straight, schistosity probably absent.

Phase II : the only objective evidence for this exists in relic schistosity but this can accompany the formation of certain recumbent folding such as occurs in the neighboring Agly massive.

Phase III : characterized by the development of a dominant regional schistosity accompanying recumbent folding of varying trend of overturn and decametric to hectometric amplitude.

The microscopic characteristics of the schistosity are described; these are predominantly of fine microlithon type (strain slip schistosity).

Key-words : Superimposed folding, Schistosity, Intersecting lineation, Hercynian orogeny, Ordovician, Eastern Pyrenees.

INTRODUCTION

Le « synclinal de Villefranche » est une méga-structure hercynienne tardive qui déforme la couverture paléozoïque enveloppant le socle du Cani-

gou¹. La région, objet de cette étude, est située sur le flanc sud du synclinal, au Nord de la vallée de la Têt (région d'Olette) et intéresse l'épaisse série schisto-gréseuse épizonale dite « schistes de Jujols », attribuée à l'Ordovicien. Ce « synclinal » offre une coupe complète du Paléozoïque, depuis

* Département de Géologie structurale, Université Pierre et Marie Curie, 4, place Jussieu, tour 26, 1^{er} étage, F 75230 Paris Cedex 05.

1. Le lecteur est prié de consulter la carte géologique au 1/80 000 Prades (257), 2^e édition, 1968, B.R.G.M.

la série de Canaveilles à la base, rapportée au Cambrien, jusqu'au Viséen au sommet; il a fait l'objet de travaux stratigraphiques classiques (J. Roussel, 1897; P. Cavet, 1957) et une tectonique superposée hercynienne y a été reconnue (G. Guitard, 1960, 1962, 1967, 1970; M. Mattauer *et al.*, 1967). L'étude structurale détaillée de la série de Jujols a fait l'objet de la thèse de 3^e cycle de B. Laumonier (1975). Dans le présent article, nous envisagerons seulement les problèmes soulevés par la tectonique complexe et controversée des plissements précoces, c'est-à-dire ceux qui sont con-

porains du développement d'une schistosité régionale dominante ou qui lui sont antérieurs. Ce travail fait simultanément appel à une indispensable cartographie lithostratigraphique de la série de Jujols à l'échelle du 25 000^e et aux méthodes de l'analyse tectonique. L'exposé de la géométrie des plissements superposés est essentiellement repris à partir du travail de B. Laumonier (1975). En revanche, l'étude des schistosités a été complétée et développée dans le présent article, de même qu'est abordé le problème complexe du dénombrement des phases successives de plissement.

PREMIÈRE PARTIE. — LA LITHOSTRATIGRAPHIE DE LA « SÉRIE DE JUJOLS » ET SES CONSÉQUENCES STRUCTURALES

Le Paléozoïque inférieur azoïque enveloppant le socle précambrien du Canigou a été divisé en deux ensembles par P. Cavet (1957) et leurs stratotypes définis dans la région d'Olette, objet de cette étude. A la base, la « série de Canaveilles » a été attribuée au Cambrien *s. l.*, au sommet, les « schistes de Jujols », l'ont été à l'Ordovicien. Ces derniers supportent en effet normalement le Caradoc fossilifère (Ashgillien). La lithostratigraphie de la série de Canaveilles est décrite par P. Cavet (1957) et G. Guitard (1970) ². Son âge cambrien paraît accep-

2. Voir aussi Guides Géologiques Régionaux : Pyrénées Orientales-Corbières, 1977, Masson.

table si l'on considère que les granitoïdes antéhercyniens du socle sont datés à 550 M.A. (A. Vitrac et C. Allègre, 1971). L'âge ordovicien des schistes de Jujols est également très probable si l'on se fonde sur les analogies de faciès avec les schistes du Paléozoïque inférieur du Mouthoumet où le Trémadoc et l'Arénig ont été reconnus (S. Baudelot et G. Bessières, 1975). On peut donc admettre l'âge cambro-ordovicien de la puissante couverture infracaradocienne du Canigou, comme l'avait fait J. Roussel dès 1897.

Cependant, un problème resté en suspens est celui de la limite entre les deux grands ensembles précédents. Celle-ci reste floue dans le travail de

FIGURE 1

Carte géologique de la partie supérieure de la série de Canaveilles, de la série de Jujols et du Caradoc sur le flanc sud du synclinal de Villefranche dans la région d'Olette.

Série de Canaveilles : 1 : niveaux calcaires supérieurs; 2 : niveau de porphyroïde (= métatuff) dans les schistes d'Oreilla.
Série de Jujols : 3 : microconglomérat (a) et grès (b) d'Evol; 4 : niveau calcaire de Thuir d'Evol; 5 : « sills » éruptifs;
6 : niveaux à nodules calcaro-gréseux; 7 : niveaux gréseux de la partie supérieure des schistes de Jujols.

Caradoc : 8 : (a) conglomérats, (b) schistes « troués » fossilifères.

Siluro-Dévonien inférieur : 9 : à dominante carbonatée.

Quaternaire : 10 : éboulis, terrasses.

Bassin Miocène d'Escarro : 11.

Failles : 12 : filons de quartz.

Contact anormal du Siluro-Dévonien sur l'Ordovicien : 13.

Geologic map of the upper portion of the Canaveilles series, the Jujols series and Caradoc on the southern flank of the Villefranche syncline in the area of Olette.

Canaveilles series : 1 : upper limestone horizons; 2 : pseudoporphyritic (= metatuff) horizon.

Jujols series : 3 : microconglomerate (a) and sandstone (b) of Evol; 4 : limestone horizon in the Thuir d'Evol; 5 : eruptive "sills"; 6 : sandy limestone nodule horizons; 7 : sandy horizon of the upper section of Jujols schists.

Caradoc : 8 : (a) conglomerates, (b) fossiliferous "pitted" schists.

Lower Siluro-Devonian : 9 : dominantly carbonates.

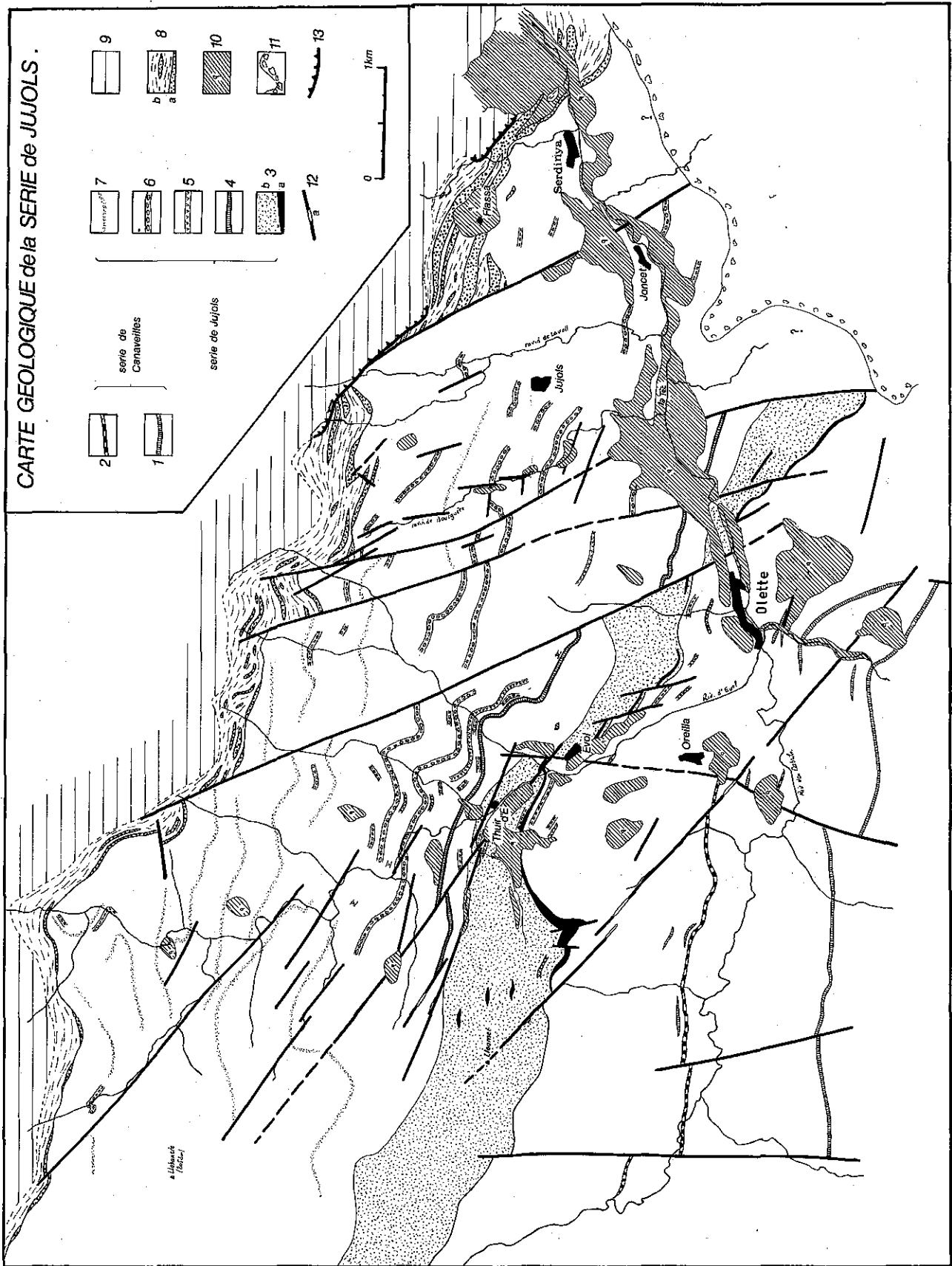
Quaternary : 10 : detrital material, terraces.

Miocene Escarro Basin : 11.

Faults : 12 : quartz filled fissure veins.

Tectonic contact of Siluro-Devonian upon Ordovician : 13.

TECTONIQUE SUPERPOSÉE HERCYNienne DES PYRÉNÉES ORIENTALES



P. Cavet où les schistes de Jujols sont une formation schisto-gréseuse que l'abondance et le caractère des lits gréseux différencient de la série de Canaveilles sous-jacente beaucoup plus schisteuse et riche en intercalations carbonatées. Mais ces caractères sont insuffisants pour tracer pratiquement une limite sur les cartes à petite échelle. C'est pourquoi, outre la lithostratigraphie des schistes de Jujols, nous avons essayé de préciser celle des formations comprises entre, à la base, les niveaux de marbres formant les horizons supérieurs de la série de Canaveilles affleurant au Sud d'Olette et, au sommet, les schistes de Jujols proprement dits affleurant au Nord d'Olette (cf. fig. 1).

On observe, de bas en haut, la succession suivante (cf. fig. 2) :

— *Schistes d'Oreilla* : formation franchement pélitique à schistes souvent foncés, pyriteux, très monotones, renfermant quelques intercalations de quartzites rubanés et de métagrauwackes, ainsi que de rares lentilles carbonatées très discontinues, d'épaisseur centi- ou décimétrique. Cependant, un banc repère remarquable est fourni par un mince niveau de porphyroïde d'épaisseur métrique à décimétrique (décrit in G. Guitard, 1970), suivi sur plus de 3 km.

— *Grès et microconglomérats d'Evol* : formation remarquablement continue (cf. fig. 1) comprenant des bancs de grès massifs et de pélites gréseuses parfois très feldspathiques (grauwackes), quelquefois à ciment calcaire. A la base existe un niveau de microconglomérat polygénique, banc repère précieux. Des figures sédimentaires indiquent de façon incontestable que cette formation est à l'endroit³. Les grès peuvent former des bancs décimétriques, surtout à l'Ouest de Thuir d'Evol où cet ensemble a été recoupé sur une épaisseur d'environ 500 m.

— *Schistes et calcaire de Thuir d'Evol* : schistes pélitiques renfermant des niveaux isolés de bancs gréseux massifs, d'épaisseur métrique, avec parfois des ripple-marks ou des figures de base de banc, pouvant passer localement à des quartzites rubanés avec quelques minces lentilles de schistes carburés. On y observe quelques schistes rubanés et on y remarque surtout un banc de calcaire massif de 5 à 10 m d'épaisseur, associé à des calcschistes à alternances centimétriques de calcaire et de pélite, affleurant sous forme de « schistes troués noduleux » parce que débités en lentilles par la schistosité. Cette formation carbonatée qui peut atteindre 30 m de puissance, est continue sur plus de 6 km, mais elle disparaît complètement vers l'Ouest. Le calcaire de Thuir d'Evol est l'équivalent stratigraphique du calcaire de Valcebollère, en Cerdagne, dont il a le faciès et la position dans la série⁴.

— *Schistes de Jujols sensu-stricto* : c'est seulement au-dessus de la formation précédente que se développe sur une épaisseur considérable (environ 2 000 m) la formation très monotone des schistes de Jujols dont le lithotype le plus courant est constitué par les schistes rubanés : fines alternances milli- à centimétriques gréseuses et pélitiques, les premières généralement plus fines que les secondes, deve-

3. Ces microconglomérats sont mieux développés sur le versant nord du synclinal de Villefranche, près de Conat où ils ont été attribués à tort au Caradoc par B. Dalmyrac (1967) et J.C. Vidal (1967) avec, comme conséquence, une sous-estimation de l'importance de la faille de Mérens.

4. P. Cavet (1957) a inclus ce niveau dans la série de Canaveilles.

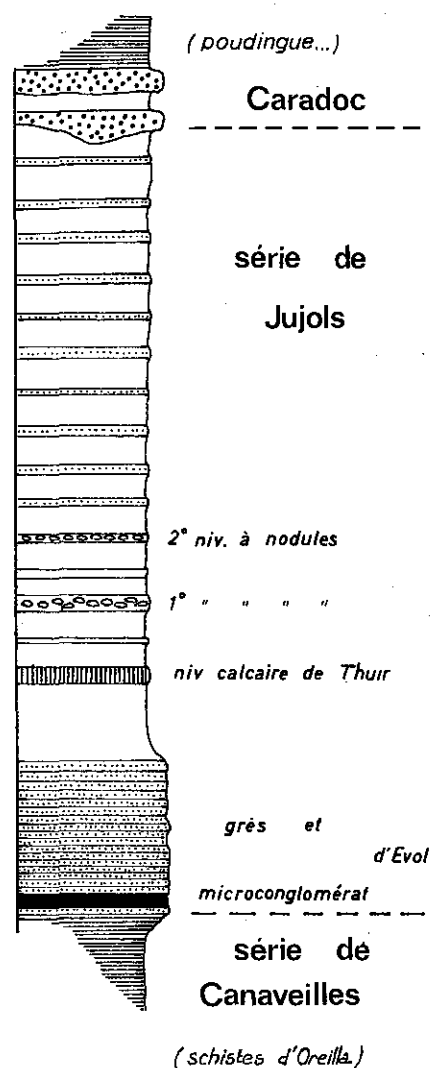


FIGURE 2

Colonne lithostratigraphique simplifiée de la série de Jujols.

Simplified lithostratigraphic column of the Jujols series.

nant plus abondantes dans le tiers supérieur de la formation. Le microscope montre que les rubans gréseux renferment constamment de l'albite détritique et sont des *grauwackes*, parfois à ciment carbonaté. A ce faciès rubané sont associés fréquemment des niveaux franchement ardoisiers ou, plus rarement, des bancs décimétriques à métriques de grès et grauwackes souvent riches en muscovite détritique (psammites). Enfin, il existe des niveaux schisteux ou gréseux renfermant des nodules centi- à décimétriques, calcaires ou siliceux, d'origine syngénétique. Ces niveaux à nodules, bien que difficiles à suivre, ont été systématiquement cartographiés : deux ou trois d'entre eux ont une certaine continuité (cf. fig. 1).

Ces schistes grésopélitiques à multiples alternances s'apparentent à une série flyschöide. Les microstructures sédimentaires telles que « slumps » et figures de base de banc

ne sont pas rares alors que les stratifications obliques et le granoclassement paraissent peu fréquents, d'où la difficulté de déterminer la polarité des bancs, si l'on tient compte en outre de la déformation des structures syngénétiques par la schistosité. Enfin, quelques blocs olistolithiques décimétriques existent rarement vers le sommet des schistes de Jujols⁵.

La rareté des bancs gréseux massifs et l'absence de conglomérat serait en faveur d'un flysch distal. Signalons encore quelques traces organiques malheureusement sans utilité stratigraphique : schistes à Fucoides à divers niveaux dans la partie supérieure de la formation, naturellement distincts de leurs homologues du Caradoc (p. ex. Col Diagré) ; remplissage de terriers dans les schistes un peu en-dessous du Caradoc (haute vallée d'Evol).

Au terme de cette analyse, nous prendrons conventionnellement comme *limite inférieure* de l'ensemble supérieur que nous appellerons « série de Jujols » le niveau microconglomératique d'Evol ; les schistes d'Oreilla constituent alors la partie supérieure de la série de Canaveilles. La limite proposée, qui paraît marquer le début d'un cycle sédimentaire, occupe une position correspondant *grosso-modo* à la limite inférieure des « schistes de Jujols » tracée par P. Cavet (1957). La *limite supérieure* de la série de Jujols est fournie par le premier niveau des conglomérats du Caradoc dont les caractères pétrographiques sont bien distincts de ceux du microconglomérat d'Evol. La question d'une éventuelle discordance stratigraphique entre le Caradoc et la série de Jujols, soulevée par P.F. Santanach y Prat (1972), ne peut être tranchée dans la région d'Olette où l'on notera l'absence de preuve cartographique d'une telle discordance (cf. fig. 1). En résumé, la série de Jujols

comprend, de bas en haut, les trois formations suivantes :

- grès et microconglomérat d'Evol ;
- schistes et calcaire de Thuir d'Evol ;
- schistes de Jujols.

Le microconglomérat et le calcaire peuvent être pris comme bancs repères.

Conséquences structurales :

La série de Jujols renferme deux bancs repères remarquables qui ne se répètent pas, ce qui lui confère une polarité en grand indiscutable : globalement, la série est à l'endroit. Cette conclusion est renforcée par l'observation que les conglomérats et les schistes du Caradoc d'une part, les porphyroïdes inclus dans les schistes d'Oreilla d'autre part (série de Canaveilles) ne sont pas, eux non plus, répétés tectoniquement (cf. fig. 1). En conclusion, la série de Jujols, à dominante schisteuse, est une épaisse série demeurée globalement en série normale. Son interprétation comme vaste synclinal couché (M. Mattauer *et al.*, 1967) n'est pas acceptable, l'attribution par ces auteurs du calcaire de Thuir d'Evol au Dévonien n'étant pas justifiée⁶.

Ceci n'exclut pas la présence de plissements internes et complexes dans le détail. Pour sommaire qu'elle soit, l'étude lithostratigraphique fournit un schéma indispensable auquel devront se conformer les données de l'analyse tectonique que nous allons maintenant aborder.

2^e PARTIE. — BREF APERÇU SUR LES STRUCTURES POST-HERCYNiennes ET HERCYNiennes TARDIVES

Leur étude est en-dehors de l'objet de cette note, mais il importe cependant d'indiquer quelles perturbations elles risquent d'introduire en altérant les structures hercyniennes précoces.

1. — LES DEFORMATIONS POST-HERCYNiennes

Contrairement aux régions situées au Nord et au Sud de la zone axiale, il semble que le flanc sud

du synclinal de Villefranche ait échappé aux déformations post-hercyniennes autres qu'une simple fracturation (ceci par comparaison avec les terrains équivalents de l'Agly où la couverture post-hercynienne est connue et où le retentissement des déformations alpines sur le socle hercynien a pu être estimé ; M.L. Pascal *et al.*, 1976).

5. Trouvés par J.C. Grandjacquet.

6. Il serait tout aussi injustifié, pour les mêmes raisons, de faire de la série un vaste anticlinal couché en considérant le calcaire de Thuir d'Evol comme l'équivalent d'un des niveaux de marbre de la série de Canaveilles du Sud d'Olette.

II. — LES STRUCTURES HERCYNiennes TARDIVES

Ce sont celles qui plissent la schistosité régionale dominante définie ci-dessous. On peut y distinguer plusieurs épisodes de plissement :

1) Un premier système de microplissement, accompagné d'une schistosité de « strain-slip » en éventail est principalement caractérisé par des axes d'orientation 110-120°, et parfois par des axes de direction 50°. Ces microplis, au plus décimétriques à métriques, sont abondants dans la série de Canaveilles (G. Guitard, 1970) mais ils se raréfient dans la série de Jujols. Ils ne perturbent pas les structures plus anciennes de plus grandes dimensions.

2) Un système plus tardif de plissements beaucoup plus amples, hectométriques à kilométriques, sans schistosité, a des orientations axiales 100 à 120°. A l'échelle de la carte, ces plissements sont localisés dans des couloirs orientés 130-160° où la schistosité dominante précoce est basculée au Sud. Ces couloirs renferment les flancs inverses des mégaplis tardifs, formant des plis en chaise à plan axial peu penté vers le Sud et déversés vers le Nord (cf. B. Laumonier, 1975 et fig. 23 A ci-dessous).

3) Ces plis sont eux-mêmes affectés par une flexure géné-

rale à axe vertical assimilable à une virgation à l'échelle du synclinal de Villefranche.

Il importe seulement de constater que si dans certaines zones (rive droite de la rivière d'Evoul en particulier) l'intensité de ces déformations tardives complique l'analyse des phases anciennes, dans de vastes secteurs, cette déformation est très faible, et la schistosité précoce présente une orientation moyenne très constante et un pendage moyen au Nord : secteur de Jujols en particulier.

Conclusion :

En ce qui concerne les plissements hercyniens tardifs, les petits plis à schistosité épargnent l'essentiel de la série de Jujols. Les grands plis tardifs sans schistosité sont localisés dans des bandes en dehors desquelles les plissements précoces sont peu touchés. L'étude des plis hercyniens précoces peut donc être effectuée dans de bonnes conditions dans la série de Jujols du synclinal de Villefranche, conditions probablement meilleures que celles du massif voisin des Aspres où, selon F. Llac (1969), la phase tardive N 120 est générale, donnant une schistosité tardive presque omniprésente.

3^e PARTIE. — ÉTUDES GÉOMÉTRIQUES DES PLISSEMENTS PRÉCOCES INTERFÉRENTS : QUELQUES EXEMPLES

Les phases tardives précédentes déforment en grand une schistosité régionale omniprésente que nous appellerons « schistosité dominante » (S_a). Cette schistosité a été appelée S_1 dans les publications de G. Guitard ainsi que dans la thèse de 3^e cycle de B. Laumonier. Elle a été appelée S_2 dans les travaux de M. Mattauer *et al.* (1967), qui la distinguent ainsi d'une « schistosité de flux » antérieure dite S_1^7 . Mais comme, le plus souvent, ces schistosités seraient d'orientations très voisines et pratiquement inséparables sur le terrain, ces auteurs l'appellent généralement (S_1 - S_2). Nous verrons que, par la suite, nous serons amenés à l'appeler S_3 . Peu importe pour le moment cette question de terminologie; le point essentiel est que la schistosité dominante tire son appellation de ce qu'elle est pratiquement la seule suivant laquelle se débi-

7. Cette question est examinée en détail dans la 5^e partie, avec la description des schistosités.

tent les « schistes » de la série de Jujols. S_a est donc le plan de fissilité maximum. Comme nous le verrons, d'autres schistosités ont pu la précéder dans le temps, mais elles apparaissent maintenant comme des « schistosités reliques » et leur intérêt pratique, comme élément structural, est très restreint pour le problème qui va nous occuper.

En de nombreux secteurs du territoire étudié, la schistosité dominante a une orientation très peu affectée par les déformations tardives. Elle présente ainsi un pendage N à NE généralement modéré (20 à 40°). Facile à repérer sur le terrain, elle fournit une surface de référence de première importance pour l'analyse géométrique, au même titre que la stratification S_0 . En effet, à l'inverse de celle-ci, s'agissant d'une surface développée ultérieurement, son orientation est relativement peu perturbée. La schistosité S_a permet donc d'introduire la notion d'homogénéité structurale.

TECTONIQUE SUPERPOSÉE HERCYNIENNE DES PYRÉNÉES ORIENTALES

TABLEAU 1

Symboles utilisés pour désigner les éléments structuraux

- ronds clairs = pôles des plans de stratification S_0
- points noirs = pôles des plans de schistosité dominante (S_d) ou plans axiaux des plis synschisteux = S_s (phase 3)
- carrés noirs = pôles des plans axiaux de plis antéschisteux = P.A.I (phase 1)
- triangle noir = schistosité relique = S_2 (phase 2)
- croix = pôles de plans axiaux des plis postschisteux (phases 3 + n).

Les éléments linéaires (linéations d'intersection et axes de plis) sont indiqués par le symbole de l'élément planaire correspondant associé à un trait noir suivant la direction.

Les axes construits sont placés entre parenthèses.

Nous utiliserons la nomenclature suivante pour classer provisoirement les plissements précoces dans les 3^e et 4^e parties. Les plis cogénétiques de la schistosité dominante, prise comme surface de référence, seront appelés « synschisteux ». Ceux qui sont antérieurs à S_d seront désignés comme « antéschisteux ». Ces termes ne doivent pas être pris dans un sens trop absolu et de façon formaliste. Nous leur attribuons une *signification seulement chronologique*. En particulier, « antéschisteux » ne préjuge en rien de la présence ou de l'absence d'une schistosité contemporaine, de la même manière que « postschisteux » n'implique nullement l'absence d'une schistosité synchrone des plis tardifs. Certes, on peut reprocher à cette nomenclature une certaine ambiguïté et lui préférer une autre basée sur la numérotation des phases de plissement dans l'ordre chronologique, comme il est d'usage (cf. M.L. Pascal *et al.*, 1976). Cependant, dans le cas de cette étude, avoir recours d'emblée à cette démarche reviendrait à considérer le problème de la chronologie des plissements précoces comme résolu. Or, cette question est controversée et nous ne pourrions valablement numéroter les phases qu'après avoir examiné les résultats de l'analyse géométrique; ce qui sera fait dans la 5^e partie. Les plissements non accompagnés du développement d'une schistosité seront appelés « aschisteux ».

L'étude géométrique des plissements précoces a été menée à bien par l'utilisation systématique des mesures de l'orientation des éléments structuraux et de leur report sur des diagrammes de Schmidt, les projections étant effectuées à partir de l'hémisphère inférieur. Les symboles utilisés sur les diagrammes sont explicités dans le tableau 1. Les grands cercles relatifs aux pôles de plans tangents de stratification correspondent à des plis individuels effectivement mesurés s'ils sont en tireté, à des plis définis statistiquement s'ils sont en traits pleins. Les plis mesurés sont très généralement cylindriques quand ils sont de petite taille (métriques à décamétriques) et l'on n'a pas observé localement de plis à charnières courbes. D'ailleurs, comme nous le verrons, le cylindrisme est souvent retrouvé pour des plis de plus grandes dimensions.

Avant de poursuivre, il convient d'examiner brièvement les caractères généraux des plis synschisteux et antéschisteux précédemment distingués en considérant les plis directement visibles sur les affleurements, c'est-à-dire les plis de petites dimensions :

a) *Plis synschisteux* : De beaucoup les plus fréquents, ce sont toujours des plis couchés dont le

plan axial coïncide avec la schistosité dominante. Leur style varie en fonction de la lithologie, de l'intensité de la déformation locale, de l'intensité du métamorphisme. A l'échelle de l'affleurement, les pélites sont généralement dominantes, même dans les schistes rubanés où les niveaux gréseux (grauwackes) sont centimétriques et très subordonnés. En première approximation, la roche peut être considérée comme à peu près homogène. Il se développe alors des plis quasi-semblables où la schistosité S_d est de plan axial⁸. Dans de très rares cas où l'on a pu observer une charnière antéschisteuse s'enroulant autour d'une charnière synschisteuse⁹, l'enroulement s'effectue dans un plan (plan de dispersion), ce qui confirme le caractère « semblable » des plis synschisteux (cf. J.G. Ramsay, 1967). Ce n'est que dans les zones à niveaux gréseux plus abondants et plus épais que la composante de plissement « parallèle » devient manifeste avec développement d'une schistosité en éventail et réfraction de schistosité. Les plis synschisteux sont généralement ouverts, à zone de charnière bien développée, dans la partie supérieure de la série de Jujols mais tendent à se fermer vers le bas sans cependant devenir isoclinaux, un angle de 10 à 15° étant alors généralement observable entre la stratification et la schistosité dominante. Sur le terrain, il convient de noter l'inégalité de la répartition des plis synschisteux, ces derniers paraissant moins fréquents quand l'angle entre S_0 et S_d devient faible.

b) *Plis antéschisteux* : Ces plis s'observent beaucoup plus rarement mais ils ne sont pas exceptionnels. Ils se distinguent des précédents parce qu'ils sont recoupés de façon quelconque par la schistosité dominante. Pas plus que les plis synschisteux, ils ne sont caractérisés par un style. Parfois, quoi-

8. Ce type de plissement a pu être reproduit expérimentalement dans le cas où les différences de viscosités entre les lits stratifiés sont faibles (P.J. Hudleston et O. Stephansson, 1973). C'est précisément le cas des plis de la série de Jujols où les différences de compétence entre les lits sont généralement peu accusées.

9. Bel exemple observable sur la route de Joncet à Flassa à 200 m au SE du p.c. 1002.

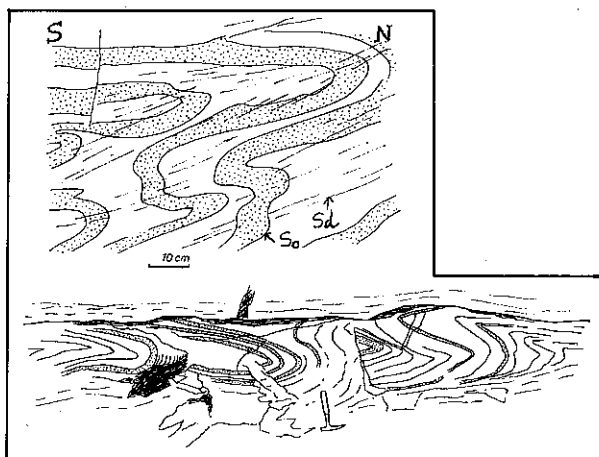


FIGURE 3

Plis antéchisteux couchés sur la route de Jujols (p.c. 794).

Anteschistose recumbent folds along the road from Jujols (elevation 794).

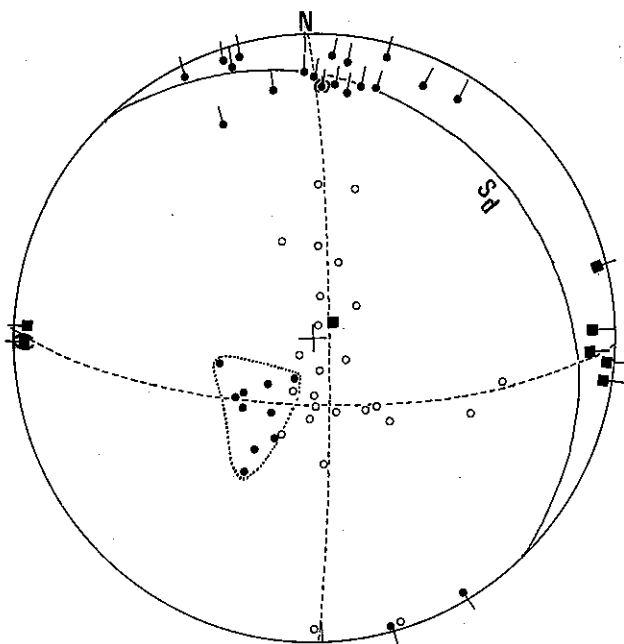


FIGURE 4

Diagramme correspondant à la figure 3.

Les plis antéchisteux sont d'axe EW à plan axial pratiquement horizontal. Les intersections $S_0 \cap S_a$ et plis synschisteux homologues sont distribués dans un angle du plan moyen S_a , les pôles des plans S_a tombent à l'extérieur du grand cercle (g.c.) πS_0 des plis antéchisteux.

Diagram corresponding to figure 3.

The anteschistose folds have an E-W axis with axial plane nearly horizontal. The intersections $S_0 \cap S_a$ and homologous synschistose folds are distributed in a planar angle of mean value S_a , the poles of the S_a planes falling outside the great circle (= g.c.) πS_0 of anteschistose folding.

que assez rarement, ce sont des plis couchés dont un exemple est donné sur les figures 3 et 4. Plus souvent, ce sont des plis ouverts, à flancs bien développés et zone de la charnière étroite, à plan axial redressé. Un exemple en est illustré par le diagramme et la figure 5.

Ainsi, sur les affleurements, les plis synschisteux étant très fréquents et les plis antéchisteux plus rares, ce n'est qu'assez exceptionnellement que l'on observe des plissements superposés (interférents) de petites dimensions, ce qui explique la géométrie généralement cylindrique notée ci-dessus.

En réalité, l'étude analytique systématique des plissements précoces conduit à distinguer des structures de dimensions très variables, à la fois pour les plissements synschisteux et pour les plissements antéchisteux. La description exhaustive de cette tectonique dans 55 secteurs¹⁰ couvrant l'ensemble du territoire cartographié (cf. fig. 1) est donnée dans le travail de B. Laumonier (1975) et il est exclu de la reproduire ici. Nous avons choisi deux domaines particulièrement démonstratifs : l'un est situé au NW du hameau de Jujols, l'autre dans la haute vallée d'Evol; tous deux sont facilement accessibles par route. En outre, ces deux domaines sont très favorables : faible influence des déformations postschisteuses d'où le caractère sensiblement monoclinale de la schistosité dominante assurant l'homogénéité du domaine; les zones de charnières synschisteuses y sont relativement peu abondantes. Les plis synschisteux étant généralement couchés et fortement dissymétriques, leurs flancs longs ont une orientation moyenne peu différente de celle de l'enveloppe de ces plis laquelle est voisine de l'orientation de la surface plissée S_0 antérieurement à la formation des plis synschisteux, si les plis interférents n'ont pas des dimensions comparables, ce qui est généralement le cas dans la région étudiée où les plis synschisteux sont beaucoup plus petits que les plis antéchisteux.

I. — PLISSEMENTS SUPERPOSÉS DANS LE SECTEUR DE JUJOLS NW

L'orientation de la schistosité dominante est un peu différente à l'E et à l'W par le jeu d'un léger replissement tardif de l'ensemble. Ceci oblige à distinguer deux sous-secteurs où la schistosité S_a

10. Les numéros de ces secteurs sont conservés dans le texte.

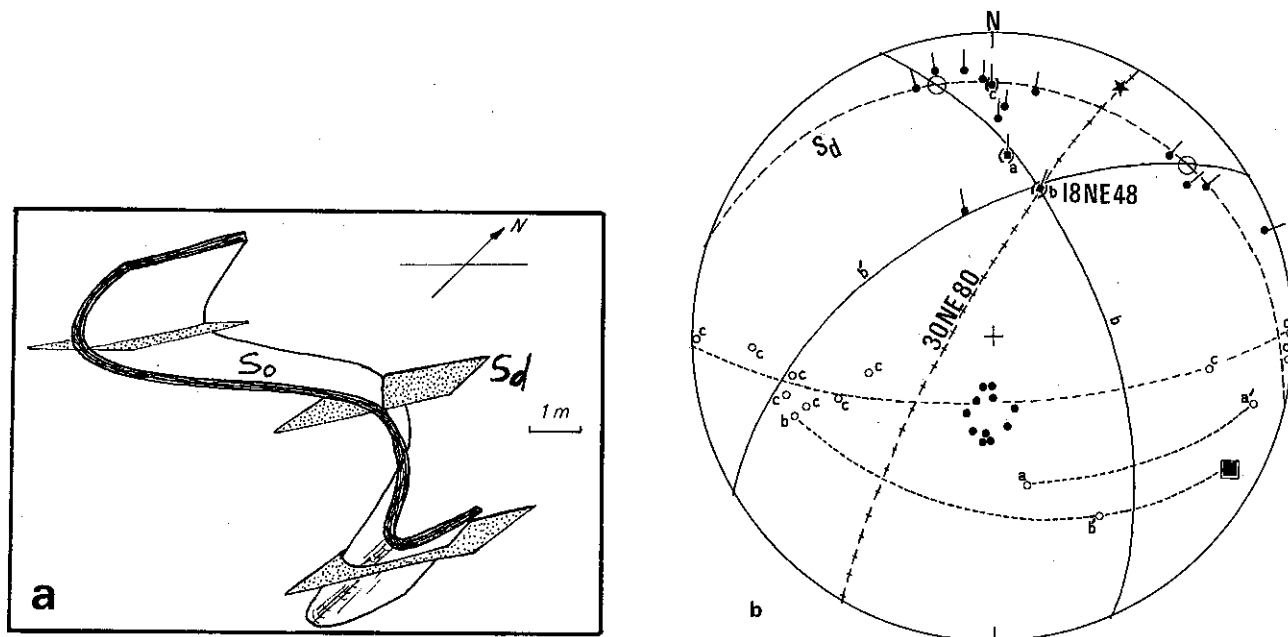


FIGURE 5

Pli antéschisteux à plan axial redressé (bergerie de la Font de l'Abeuradou).

a : Schéma du pli antéschisteux à l'Est, flanqué d'un pli synschisteux à l'Ouest. Le premier affleure sous la forme d'une série de charnières emboîtées assez ouvertes à flancs dominants, recoupées de façon quelconque par la schistosité S_a qui est par contre plan axial pour le pli synschisteux.

b : Sur le diagramme, deux axes antéschisteux ont été construits à partir de mesures de l'orientation des flancs correspondants (a, a') et (b, b'). Une mesure directe de cet axe sur une partie apparente de la charnière est aussi reportée. Deux des flancs b et b' ont été tracés et leur intersection avec le plan de schistosité moyen S_a est indiquée. Le plan axial du pli antéschisteux a été construit à l'aide de l'orientation de la trace du plan axial (t) sur un plan quelconque, indiquée par une étoile sur le diagramme. A l'inverse de ce que montre la figure 4, l'orientation de ce plan (30 NE 80) est très différente de celle du plan de schistosité. L'axe synschisteux voisin a été construit à l'aide de mesures des plans tangents S_0 (pôles c et axes c) et il tombe sur S_a . Les linéations $L_a (S_0 \cap S_a)$ ont tendance à former deux concentrations conformément au style du pli antéschisteux.

Anteschistose fold of subvertical axial plane (shepherd hut at "de la Font de l'Abeuradou").

a : schematic representation of anteschistose folds to the east flanked by a synschistose fold to the west. The former crops out in a series of open stacked hinges with dominant flanks and randomly crossed by the schistosity S_a , the axial plane of synschistose folding.

b : in this diagram, two anteschistose axes are constructed using the orientation of corresponding flanks (a, a') and (b, b'). A direct measure of the axis on an apparent section of the hinge is also reported. Two of the flanks b and b' were traced and their intersection with the mean plane of schistosity S_a is indicated. The axial plane of the anteschistose fold was constructed with the aid of the orientation of the trace of the axial plane (t) on a plane chosen at random (indicated by a star). In contrast to what is shown in figure 4, the orientation of this plane (30 NE 80) is quite different from the plane of schistosity. The nearby synschistose axis was constructed using measurements of tangent planes S_0 (poles c and axes c) and falls upon S_a , the lineations $L_a (S_0 \cap S_a)$ occur mainly in two orientations conforming to the style of anteschistose folding.

conserve une orientation statistiquement constante, l'un oriental, l'autre occidental (cf. fig. 6).

A. — SOUS-SECTEUR ORIENTAL.

Il est découpé en trois domaines sur la base de différences systématiques de l'orientation des linéations d'intersections $S_a \cap S_0$ et des axes de plis synschisteux homologues (A_{a-0}).

a) Le domaine sud (n° 49 ou du Serrat de Couytive) où les linéations L_{a-0} sont à tendance N 50°. La schistosité, moins pentée que la stratification correspondant au flanc long des plis synschisteux, présente un maximum à 120 N 30 et est légèrement replissée autour d'un axe postschisteux 155 N 10. Les charnières que l'on peut observer sont synschisteuses, décimétriques, avec un déversement apparent vers le NW (cf. diagramme 49, fig. 7).

b) Le domaine central (n° 51 ou de Parté dels Camis) où les linéations L_{a-0} sont à tendance N 100°. La schistosité est aussi moins pentée que la stratification correspondant au flanc long des plis synschisteux, avec un maximum net à 130 N 25. Les charnières observables sont celles de plis

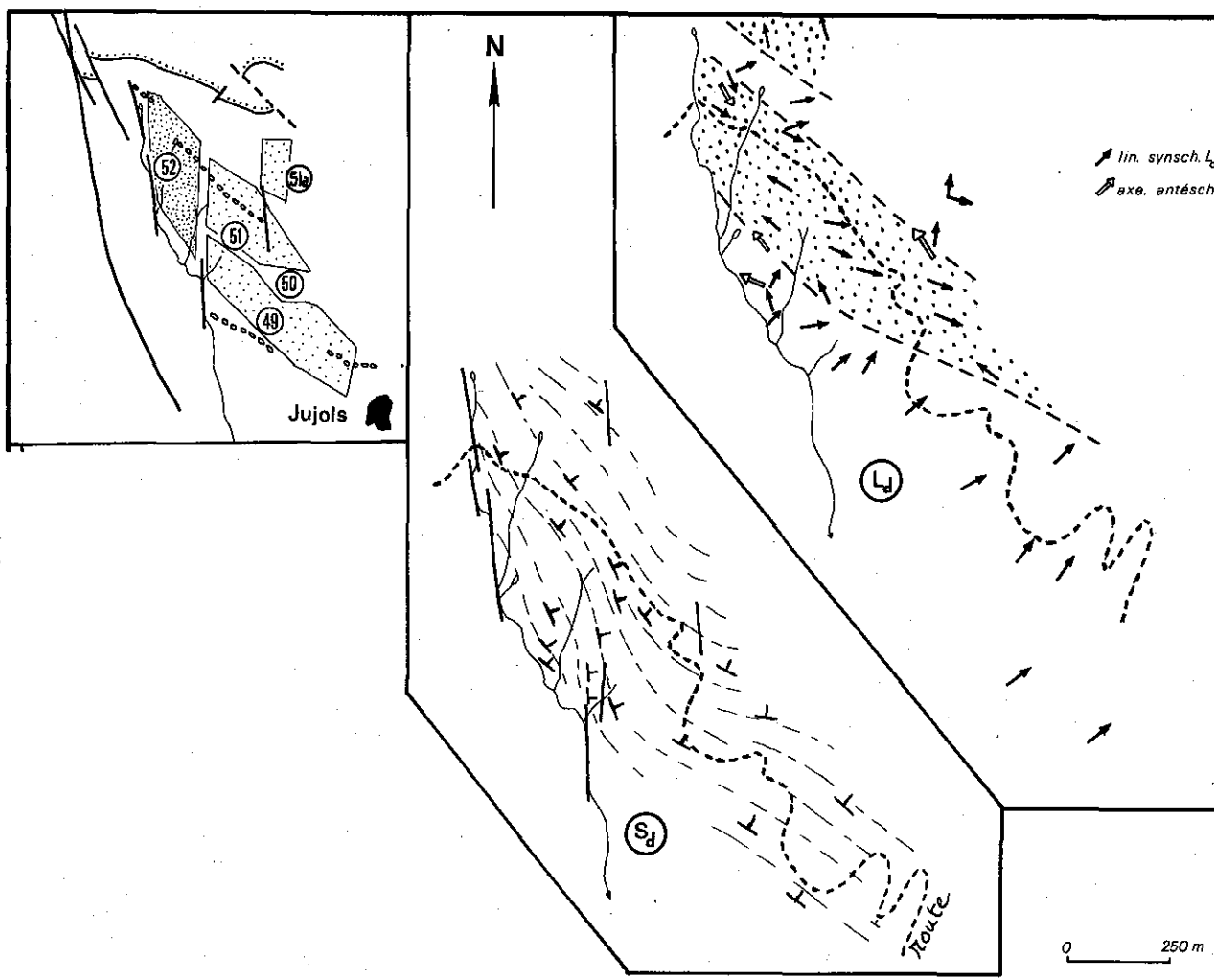


FIGURE 6

Cartes structurales du secteur Jujols NW montrant l'allure de la schistosité dominante S_a et de la linéation L_{a-0} .

Noter les changements systématiques de l'orientation de cette dernière suivant un système de couloir de linéations.

Flèches noires : axes et linéations d'intersection synschisteuses; flèches blanches : axes antéschisteux.

Structural maps of the NW Jujols sector showing the dominant direction of schistosity S_a and the lineation L_{a-0} .

Note the systematic changes of orientation of the latter along a narrow domain of lineations.

Black arrows : axes and lineations of synschistose intersection; white arrows : anteschistose axes.

synschisteux décimétriques à déversement apparent vers le NE (cf. diagramme 51, fig. 8).

Dans les domaines sud et central, quelques charnières décimétriques de plis antéschisteux ont été observées.

c) Dans le domaine nord (n° 51 a ou de la bergerie de la Font de l'Abeuradou) s'ajoute aux éléments précédents le pli antéschisteux décimétrique à flancs et à plan axial très redressés d'orientation 30 NW 80, nettement distinct du plan moyen de schistosité S_a 115 N 20, déjà mentionné ci-dessus (cf. fig. 5). Il interfère avec des plis synschisteux plus petits, d'où l'apparition de linéations L_a à tendance NS qui s'ajoutent aux précédentes, entraînant localement une très grande dispersion des directions axiales synschisteuses dans ce domaine. On notera qu'aucune schistosité correspondant

au plan axial du pli antéschisteux n'a été observée. La géométrie de ce petit domaine complexe est illustrée sur la figure 9 (diagramme 51 a) et commentée dans la légende.

Les éléments structuraux des domaines 49 et 51 sont liés de façon cohérente et l'on peut déduire des diagrammes l'existence d'un pli antéschisteux à l'échelle du sous-secteur oriental donc de plus grande dimension que celles des plis synschisteux, les plus visibles, qui l'affectent. Ceci explique la différence systématique des orientations L_{a-0} des deux domaines due à l'existence d'un plissement en grand de S_0 antérieurement au développement

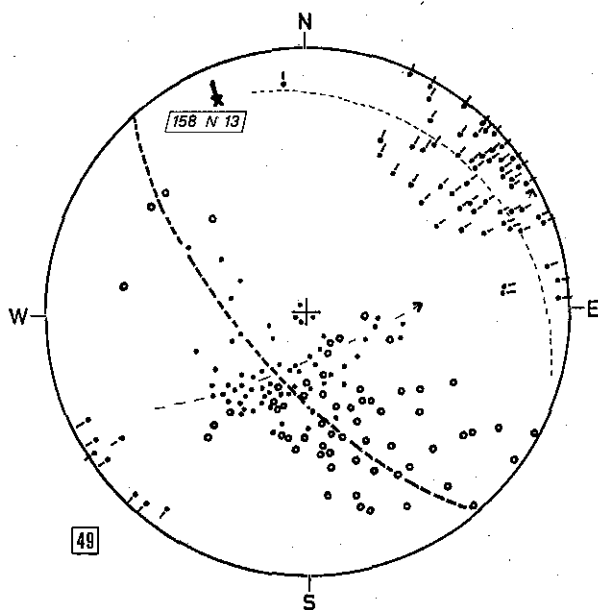


FIG. 7

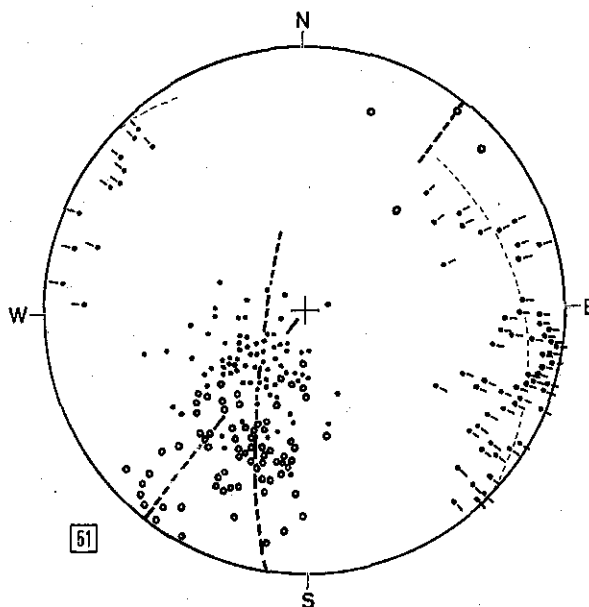


FIG. 8

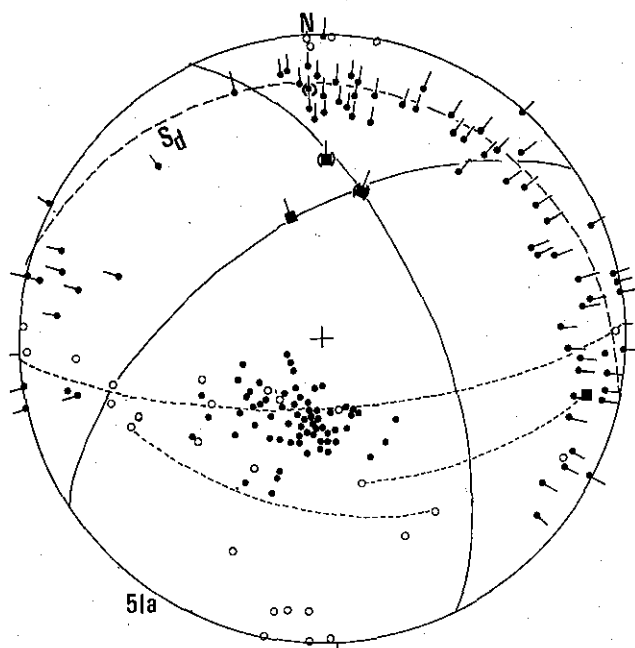


FIG. 9

des structures synschisteuses. En réalisant un diagramme collectif de l'orientation des éléments structuraux des domaines sud et centre (diagrammes 49 + 51, fig. 10), on constate que :

- les schistosités S_a sont groupées autour d'une valeur moyenne 130 NE 20 (peu affectée par les plissements post-schisteux) définissant un net maximum sur la projection;
- les linéations L_{a-o} (axes de petits plis synschisteux et

FIGURES 7, 8 et 9.

Diagrammes structuraux du sous-secteur oriental.

Sur ces figures, les g.c. (en tirets grossiers) correspondent à des plis synschisteux locaux. Sur la figure 7, le g.c. (en tirets fins) indique le replissement post-schisteux modéré de S_a et son pôle l'axe de replissement. Sur la figure 9 est reportée partiellement la géométrie du pli 5 qui accidente localement le domaine 51 a. On notera la distribution très régulièrement étalée de L_{a-o} dans le plan S_a moyen indiquant des plis anteschisteux à zone de charnière prépondérante.

Structural diagrams of the eastern sector.

In these figures the thick dashed line g.c. correspond to local synschistose folds. In figure 7, the dashed line g.c. indicates the moderates postschistose refolding of S_a and its polar axis. In figure 9 is shown in part the geometry of fold 5 which locally falls in the domain 51 a. Note the regular distribution of L_{a-o} in the mean plane S_a indicating some anteschistose folds in a preponderant hinge zone.

intersections) présentent une dispersion d'environ 100° dans le plan de schistosité S_a moyen, entre N 40 et N 140°;

— les stratifications sont dispersées sur une portion de grand cercle pour les contours supérieurs à 3%. Elles dessinent un pli de 90° d'ouverture dont l'axe est 140 NW 30. L'influence des plis synschisteux notés sur les diagrammes précédents ne se matérialise que par les inégalités du contour à 1%. On pourrait s'attendre à observer deux maxima S_o correspondant aux deux flancs longs des plis synschisteux 49 et 51. En fait un seul se manifeste car, si

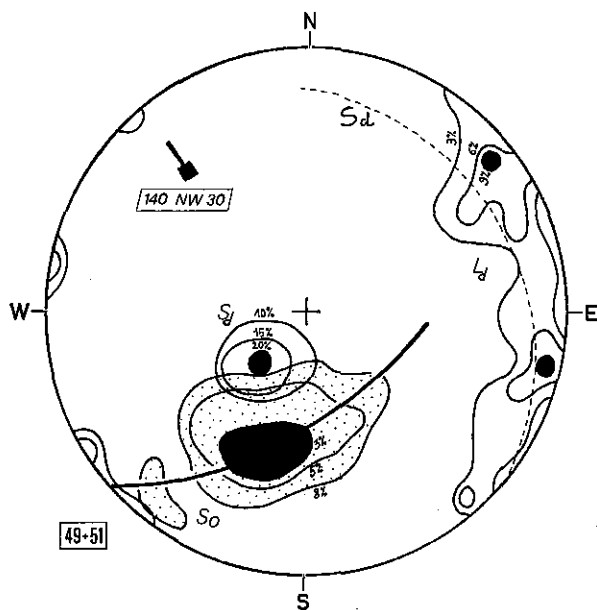


FIGURE 10

Diagramme de contours collectifs montrant l'orientation générale des éléments structuraux pour l'ensemble du sous-secteur oriental.

S_0 : Contours 3, 5 et 8 % ; S_a : Contours 10, 15 et 20 % ; L_{d-0} : Contours 3, 6 et 9 %. Le g.c. partiel des pôles S_0 correspond à l'axe 140 NW 30 du grand pli antéschisteux de Jujols NW.

Diagram of collective contours showing the general orientation of structural elements for the eastern subsection group.

S_0 : Contours 3, 5 and 8 % ; S_a : Contours 10, 15 and 20 % ; L_{d-0} : Contours 3, 6 and 9 %. The partial great circle of poles S_0 corresponds to the axis 140 NW 30 of the great anteschistose fold of NW Jujols.

les plans S_0 sont plutôt groupés sur le diagramme 51, ils sont au contraire plus dispersés sur le diagramme 49 où l'influence des charnières synschisteuses est plus marquée, de même d'ailleurs que celle d'ondulations postschisteuses.

L'extériorité du pôle moyen de la schistosité dominante par rapport à la guirlande des pôles de stratification (25° environ) apparaît clairement sur le diagramme collectif (49-51). Le mégapli cylindroïde mis en évidence ne peut être synschisteux : il est alors nécessairement antéschisteux.

L'interprétation du secteur Jujols NW sera donc la suivante : un anticlinal cylindrique d'amplitude kilométrique à plan axial redressé vers le Sud¹¹, assez ouvert, d'axe 140 NW 30, est recoupé obliquement par une schistosité S_a peu pentée, en liaison

11. Cette interprétation du plan axial sera justifiée ci-dessous. Il est évident que le diagramme est à lui seul impuissant à séparer l'interprétation proposée de celle d'un pli couché subsoclinal.

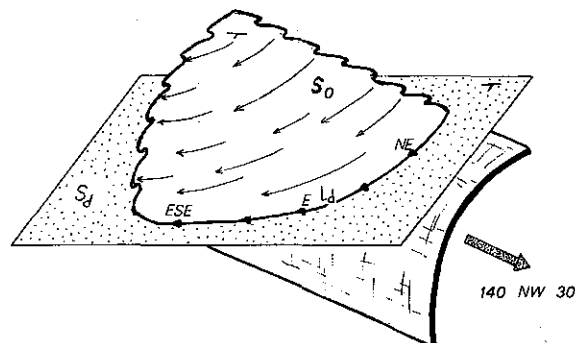


FIGURE 11

Configuration schématique du pli antéschisteux de Jujols NW et des charnières ou linéations synschisteuses qui l'affectent, dont l'orientation et le sens de déversement sont variables.

Schematic configuration of the anteschistose fold of NW Jujols and synschistose hinges or lineations which affect it, in which the orientation and the sense of overturn are variable.

avec les plissements synschisteux, de plus petite dimension, dont les orientations axiales et le sens du déversement dépendent de leur position sur l'un ou l'autre des flancs de l'anticlinal majeur antéschisteux, donc du pendage de la stratification antérieurement déformée. Cette structure superposée est schématiquement représentée sur la figure 11. L'anticlinal antéschisteux a probablement un style moins souple que celui indiqué sur la figure. En effet, trois directions préférentielles L_{d-0} apparaissent sur le diagramme 49 + 51 : 40, 100 et 140, ceci malgré l'homogénéité des mesures. A ces directions correspondent donc trois orientations préférentielles de la stratification à l'issue de la phase antéschisteuse traduisant le caractère un peu cassant des plis.

B. — SOUS-SECTEUR OCCIDENTAL.

La schistosité moyenne S_a est voisine de la précédente, bien qu'un peu plus dispersée. Les linéations L_{d-0} sont plus variables, leurs directions s'étalant sur tout le plan moyen S_a . Enfin, de nombreux plis décimétriques antéschisteux ont des conséquences analogues à celles examinées sur le diagramme 51a sur les orientations des plis synschisteux. La figure 15 permet de reconnaître une géométrie comparable à celle du secteur oriental : un pli antéschisteux de direction axiale 150 NW 20 est recoupé par la schistosité S_a sous un angle faible (15° environ).

Pour étudier la distribution des linéations d'intersection

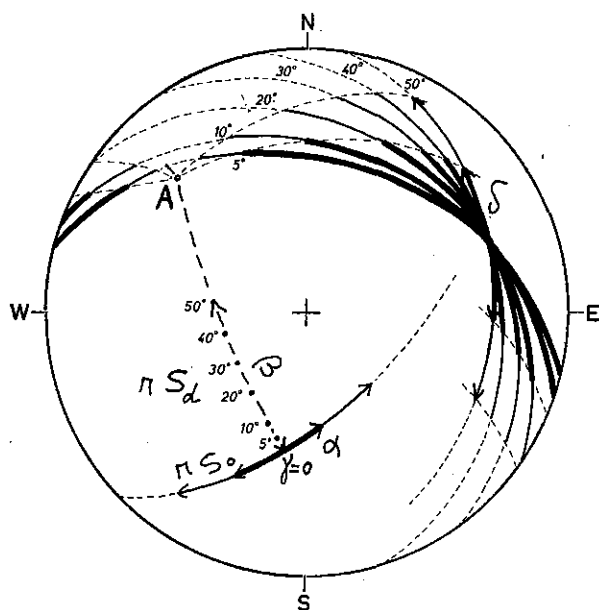


FIGURE 12

Influence des angles α et β sur l'angle δ de dispersion des linéations synschisteuses dans le plan S_a en supposant l'angle $\gamma = 0$, appliquée au cas des figures 10 et 15. (explication dans le texte).

Influence of angles α and β upon the angle of dispersion of synschistose lineations δ in plane S_a , assuming angle $\gamma = 0$, applied to the case of figures 10 and 15 (explanation in the text).

dans le plan S_a dans les cas envisagés, nous avons construit le diagramme théorique de la figure 12 où A représente l'axe anteschisteux fixe. L'angle δ dans lequel sont distribuées les linéations L_{a-a} dépend de trois paramètres : 1) angle d'ouverture α du pli anteschisteux (angle entre les normales des plans tangents S_0 au point d'inflexion de chaque flanc du pli); 2) angle β entre l'axe A et le plan S_a ; 3) angle γ défini dans le plan perpendiculaire à A (grand cercle des plans tangents S_0 sur la projection) comme l'angle entre l'intersection avec le plan bissecteur de α et la projection de la normale au plan S_a . La figure représente la variation de β pour deux valeurs de α et pour γ fixé ($\gamma = 0$). δ croît lorsque β décroît et cette loi est vérifiée tant que $\gamma < \alpha/2$. Ceci explique la différence de l'angle δ entre les diagrammes des figures 10 et 15; l'angle β étant plus faible dans le cas de la figure 15, il en résulte une plus grande dispersion des linéations L_{a-a} . Si, par contre, $\gamma > \alpha/2$, δ croît quand β croît à γ fixé. Sur la figure 12, on voit que pour $\beta = 0$, le plan moyen S_a devient parallèle à l'axe anteschisteux, il n'y a plus de dispersion ($\delta = 0$) bien que le plan de schistosité puisse être pratiquement perpendiculaire au plan axial anteschisteux. Ce cas particulier est illustré par un pli complexe étudié sur la route du col de Porthus dont le diagramme et l'interprétation sont donnés sur les figures 13 et 14.

En conclusion, dans le domaine de Jujols NW, la méthode des reports sur diagrammes de Schmidt permet de mettre en évidence et d'analyser de façon très claire la superposition de deux générations principales de plissements : des plis anté-

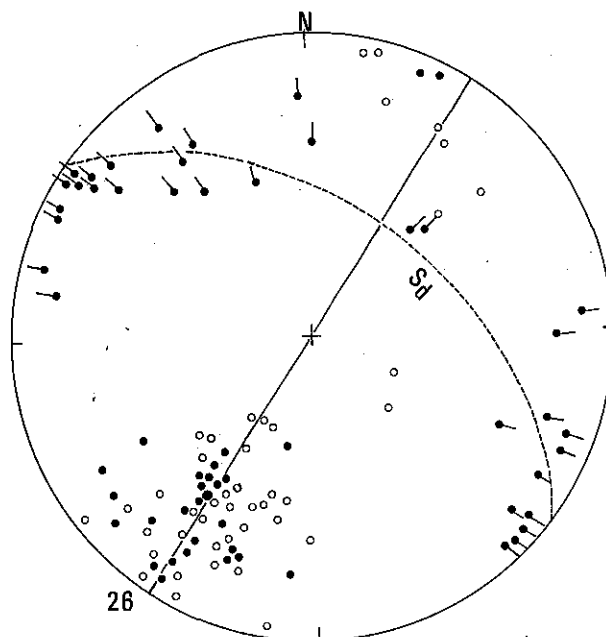


FIGURE 13

Diagramme structural d'un secteur plissé de la route du col de Porthus au NE de Thuir d'Evol (p.c. 880).

On est tenté de l'interpréter comme un plissement synschisteux de S_0 , les schistosités S_a se distribuant sur le g.c. des pôles S_0 définissant l'axe des plis. On note cependant une dispersion inattendue des linéations $S_0 \cap S_a$ dans le plan S_a .

Structural diagram of a folded section along the road from Porthus Pass to NE of Thuir d'Evol (elevation 880).

It is tempting to interpret the schistosité S_a distributed over the great circle of poles S_0 defining the folds axis as a synschistose folding of S_0 . Note, however, an unexpected dispersion of lineations $S_0 \cap S_a$ in the plane S_a .

schisteux kilométriques, avec quelques plis de même type plus petits, de direction axiale N 150 à NS et plongement NW à N, à plans axiaux redressés; des plis synschisteux couchés métriques à hectométriques au maximum reprennent la structure précédente, leur orientation axiale et leur sens de déversement étant forcément variables. Dans tout ce domaine, les plis synschisteux, dont les charnières sont bien visibles à l'affleurement, sont de plus petites dimensions que les plis anteschisteux qui forment les structures majeures (grand pli de Jujols NW).

REMARQUE.

Nous expliquons la distribution des axes synschisteux et des linéations d'intersection homologues par l'interprétation classique d'une dispersion d'axes cylindriques due à l'existence de surfaces plissées antérieures (L. Weiss, 1959; J.C. Ramsay, 1967). Une interprétation concurrente serait d'admettre le non-cylindricisme des charnières synschisteuses par aplatissement hétérogène perpendiculairement à la

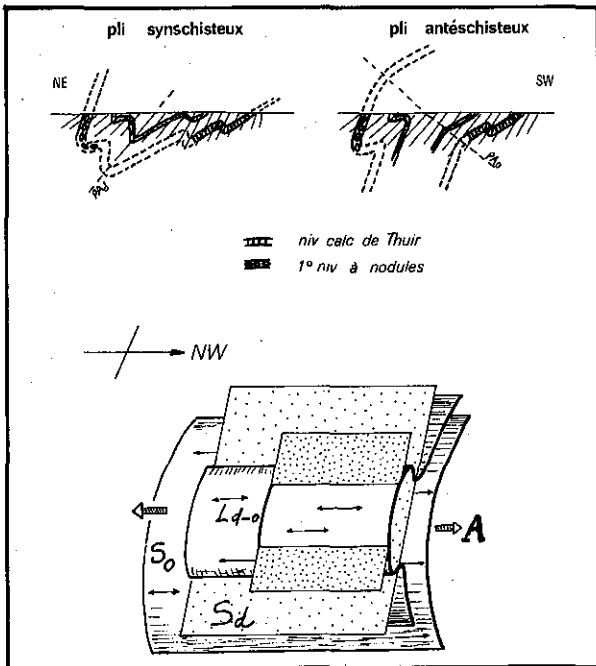


FIGURE 14

Interprétations de la coupe relevée sur la route du col de Porthus (p.c. 880).

On peut hésiter, *a priori*, entre un grand pli synschisteux (gauche) ou anteschisteux (droite). La considération du diagramme de la figure 13 et les observations du terrain montrent que l'on est en présence d'un pli anteschisteux d'axe quasi parallèle au plan moyen de la schistosité S_a (angle $\beta = 0$) accidenté de petits plis synschisteux statistiquement coaxiaux.

Interpretations of the section exposed along the road from Porthus Pass (elevation 880).

One might hesitate between considering it either a great synschistose (left) or anteschistose (right) fold. Consideration of the diagram in figure 13 and field observations indicate one is in the presence of an anteschistose fold of axis quasi parallel to the mean plane of schistosity S_a (angle $\beta = 0$) accompanied by small, statistically coaxial synschistose folds.

schistosité S_a qui par transport différentiel suivant la direction de glissement. De tels phénomènes, même s'ils se sont manifestés, ne peuvent avoir joué statistiquement qu'un rôle subordonné dans le cas des schistes de Jujols. En effet, si leur influence était prépondérante et expliquait seule les dispersions axiales observées, on les retrouverait à toutes les échelles et à tous les niveaux de la série, entraînant une dispersion des L_{d-0} dans S_a systématiquement comparable. Or, tel n'est pas le cas puisqu'il existe des domaines localisés à orientation statistique L_{d-0} définie, ces orientations étant différentes d'un domaine à l'autre. Comme nous le verrons dans la 4^e partie, cette disposition exige l'existence de surfaces de stratification d'orientation moyenne différente pour chacun des domaines, avant que ne s'installent les plis synschisteux. En outre, l'aplatissement ou le glissement hétérogènes, s'ils sont suffisamment marqués, conduiraient à l'observation fréquente de charnières synschisteuses incurvées, non cylindriques sur les affleurements. Ceci n'est généralement pas le cas dans la série de Jujols où les plis locaux, comme nous l'avons d'emblée souligné, sont cylindriques.

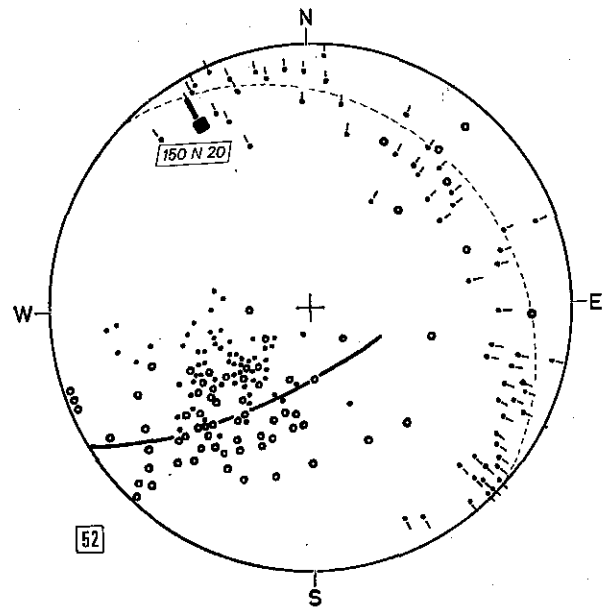


FIGURE 15

Diagramme structural du sous-secteur occidental.

Le g.c. partiel correspond à πS_0 pour un grand pli anteschisteux.

Structural diagram of the western sub-section.

The partial g.c. corresponds to πS_0 for a large anteschistose fold.

II. — SECTEUR DE LA HAUTE VALLÉE D'ÉVOL

La schistosité dominante y est généralement très redressée par l'effet d'un basculement d'ensemble tardif. Ce secteur renferme le seul pli couché d'échelle kilométrique, ou presque, décelé dans la série de Jujols. Nous examinerons successivement les diagrammes de détail puis les diagrammes généraux obtenus par l'analyse tectonique. La figure 16 montre le découpage du secteur en divers domaines et la carte d'ensemble du pli considéré.

A. — DIAGRAMMES DE DÉTAIL (cf. fig. 17).

a) Les mesures effectuées dans les domaines 8 et 9 ont été regroupées sur le diagramme 8-9 qui met en évidence une ondulation pluri-hectométrique du flanc long supérieur, anteschisteuse, comme l'indique le grand étalement des linéations $S_0 \cap S_a$ dans le plan moyen de schistosité S_a . On peut en déduire un axe anteschisteux approximativement 178 N 34.

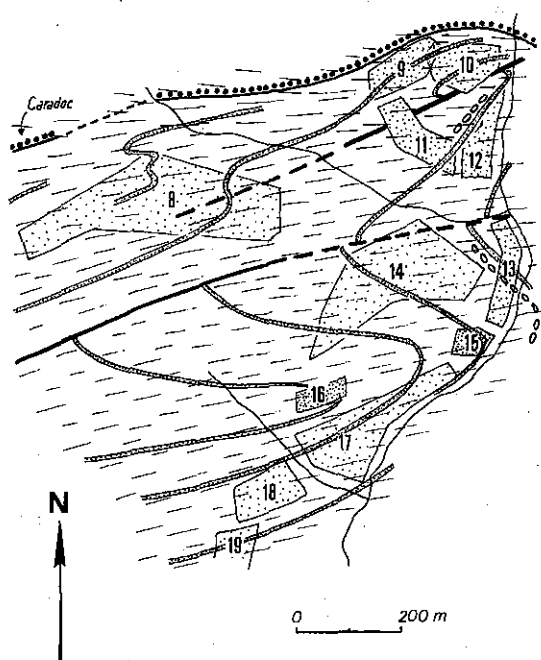


FIGURE 16

Carte des plissements de la Haute vallée d'Evol.

Sont indiqués et numérotés les divers domaines ayant fait l'objet d'une analyse structurale.

Map of folding in La Haute Vallée d'Evol.

Various domains which were structurally analyzed are numbered.

b) Dans le domaine 10affleure un remarquable pli anté-schisteux hectométrique qui accidente le flanc long supérieur du pli couché. Grâce à des conditions d'exposition exceptionnelles on observe sa charnière coupée obliquement par la schistosité S_a . Le flanc normal nord de cet anticlinal anté-schisteux montre des linéations $S_0 \cap S_a$ NW-SE, alors que, sur le flanc court sud, ces mêmes linéations sont E-W. Par suite d'un léger basculement postschisteux, la schistosité S_a est d'orientation un peu différente sur les deux flancs. C'est pourquoi l'orientation de la charnière anté-schisteuse mesurée directement, 60 NE 07, ne coïncide pas tout à fait avec celle de la charnière construite (50 NE 10). Ce pli anté-schisteux dont la configuration est donnée sur la figure 18 et la géométrie indiquée sur le diagramme 10 a un déversement apparent vers le Sud.

c) Le diagramme 11 a été établi dans un domaine situé dans le prolongement SE du pli anté-schisteux 10. Ce pli a quasiment disparu car les linéations L_{d-0} sont peu dispersées : une zone très perturbée dans le détail en est sans doute le résidu local.

d) Le diagramme 12 correspond à un autre segment du flanc long supérieur du pli couché étudié. L'augmentation de l'angle entre S_0 et la schistosité S_a par rapport au diagramme précédent indique que l'on se rapproche de la charnière anticlinale. En fait, cette dernière est remplacée par une zone assez perturbée avec passage brutal entre le flanc long supérieur et le flanc court traduisant la fracturation de la charnière anticlinale.

e) Les diagrammes 13 et 14 sont ceux du flanc court. La stratification s'inverse presque (14) et les linéations L_{d-0} ,

bien groupées en 13, sont plus dispersées sur le diagramme 14.

f) Les diagrammes 15 et 16 illustrent la géométrie du pli couché dans la zone de la charnière synclinale : celle-ci est très aiguë, large au plus d'une dizaine de mètres. La direction de l'axe est constante mais le plongement variable (100 W 10 à 70). Les linéations L_{d-0} coïncident avec l'axe du pli couché.

g) Les diagrammes 17 à 19 intéressent le flanc long inférieur du pli couché. Sur le diagramme 17, on note le changement de l'orientation des linéations L_{d-0} qui deviennent NW-SE à N-S, changement déjà amorcé à la charnière synclinale (15). Par contre, sur les diagrammes 18 et 19, les linéations L_{d-0} prennent des orientations bien plus variables, dues à l'influence de plis anté-schisteux, la distribution des linéations étant partout contrôlée par l'orientation du plan S_a moyen.

En résumé, à l'exception des domaines 8, 9 et 10 marqués par la présence de plis anté-schisteux évidents, en excluant les diagrammes 18 et 19 où l'influence de ces derniers peut être reconnue à la dispersion des linéations L_{d-0} , la plupart des domaines étudiés fournissent des diagrammes (11, 12, 13, 14, 15, 16, 17) caractérisés par des linéations L_{d-0} bien ou assez bien groupées. On est tenté d'interpréter individuellement ces domaines comme des structures synschisteuses. Cependant, d'un diagramme à l'autre, ces linéations et, apparemment, l'axe local de la structure, changent d'orientation : tantôt EW, tantôt WNW-ESE, tantôt NW-SE.

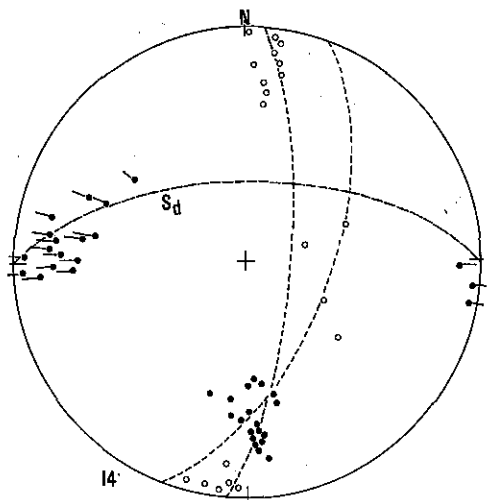
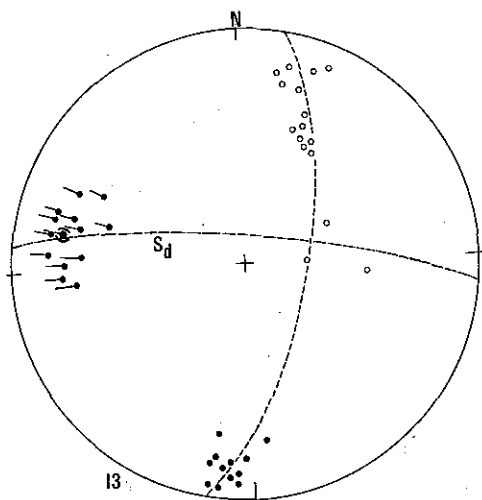
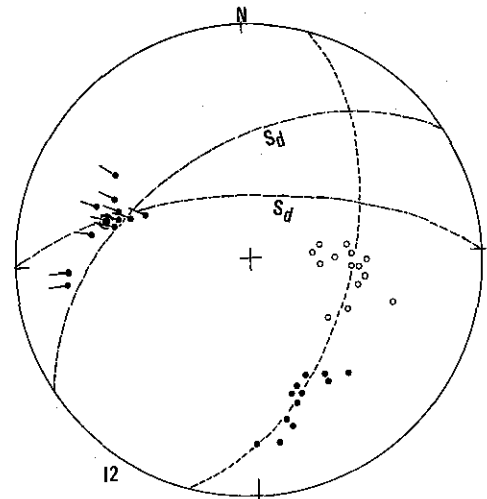
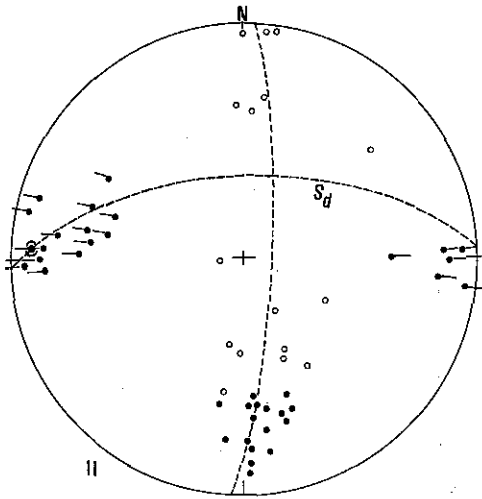
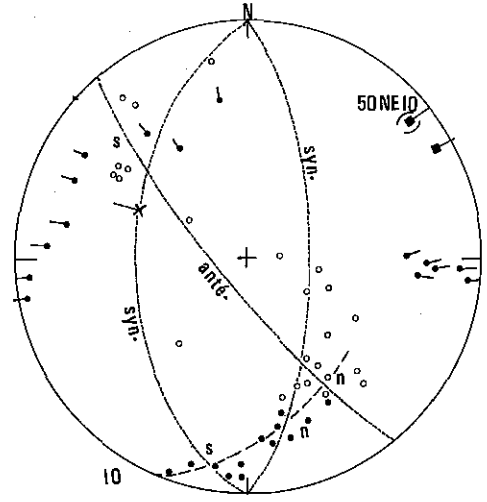
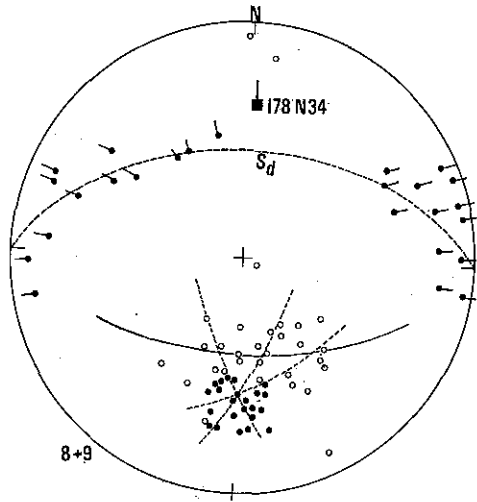
Ainsi, tout se passe comme si l'on avait affaire à une structure synschisteuse non cylindrique dans son ensemble, à axes locaux variables d'un domaine à l'autre. Si cette interprétation est la bonne, elle doit se traduire par la distribution non cylindrique des pôles des plans de stratification S_0 sur le diagramme collectif regroupant l'ensemble des mesures. En fait, il n'en est rien, comme le montre la figure 19.

B. — ANALYSE DES DIAGRAMMES COLLECTIFS.

Sur la figure 19, les schistosités S_d sont assez bien groupées autour d'une valeur moyenne 90 N 75.

Les linéations L_{d-0} présentent une dispersion notable, dans un angle du plan S_a moyen supérieur à 90° : les orientations les plus fréquentes sont E-W à WNW-ESE¹². Les pôles de stratification S_0 , enfin, sont remarquablement distribués dans une ceinture définissant un grand cercle dont le pôle 93 W 32 correspond à l'axe du pli couché. On y reconnaît les deux flancs longs (pendages moyens à faibles vers le Nord) et le flanc court (pendages S forts),

12. La schistosité S_a étant redressée, la variation des directions L_{d-0} est assez faible, mais celle des plongements est importante.



TECTONIQUE SUPERPOSÉE HERCYNIENNE DES PYRÉNÉES ORIENTALES

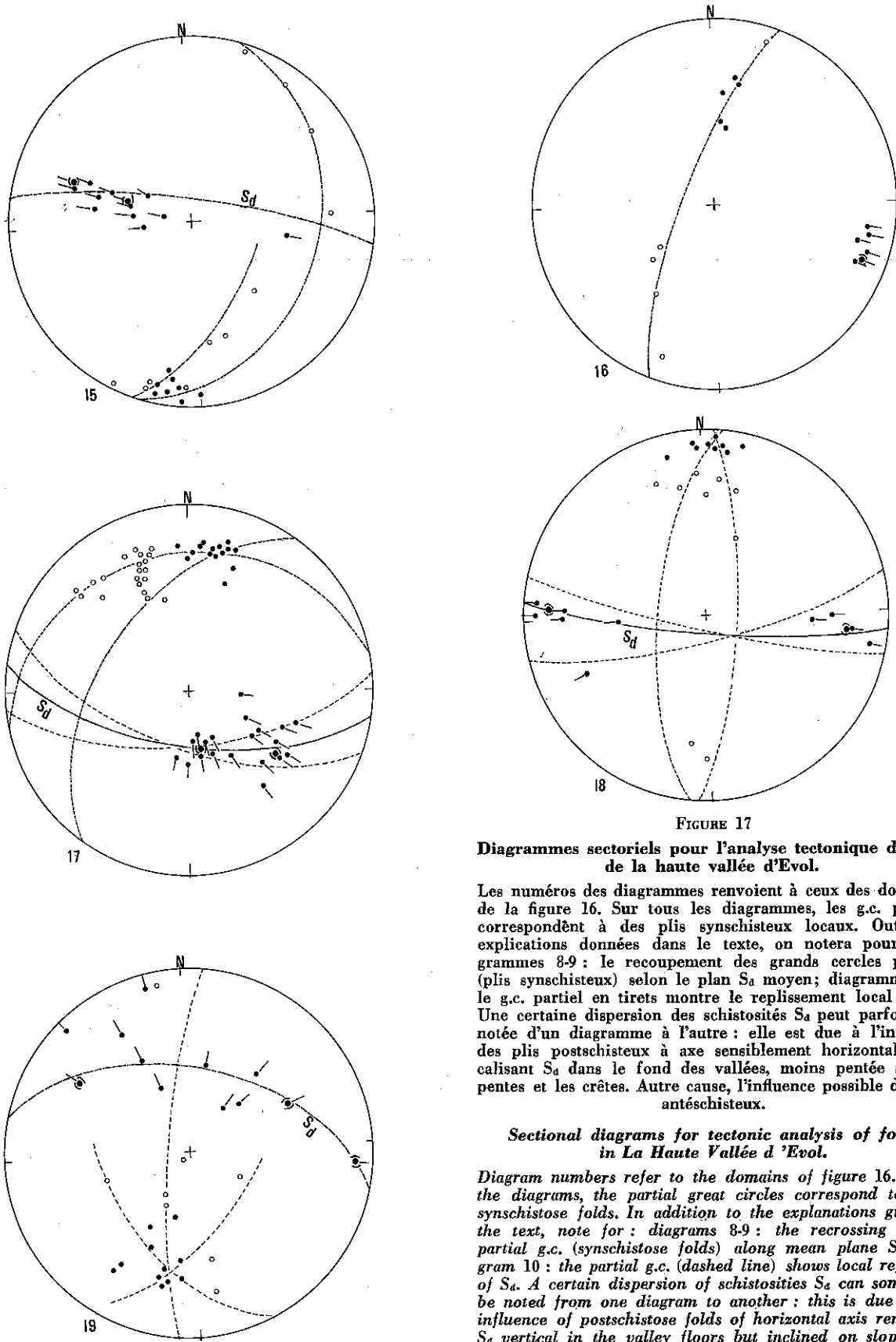


FIGURE 17

Diagrammes sectoriels pour l'analyse tectonique des plis de la haute vallée d'Evol.

Les numéros des diagrammes renvoient à ceux des domaines de la figure 16. Sur tous les diagrammes, les g.c. partiels correspondent à des plis synschisteux locaux. Outre les explications données dans le texte, on notera pour : diagrammes 8-9 : le recouplement des grands cercles partiels (plis synschisteux) selon le plan S_a moyen; diagramme 10 : le g.c. partiel en tirets montre le replissement local de S_a . Une certaine dispersion des schistosités S_a peut parfois être notée d'un diagramme à l'autre : elle est due à l'influence des plis postschisteux à axe sensiblement horizontal verticalisant S_a dans le fond des vallées, moins pentée sur les pentes et les crêtes. Autre cause, l'influence possible des plis anteschisteux.

Sectional diagrams for tectonic analysis of folds in La Haute Vallée d'Evol.

Diagram numbers refer to the domains of figure 16. In all the diagrams, the partial great circles correspond to local synschistose folds. In addition to the explanations given in the text, note for : diagrams 8-9 : the recrossing of the partial g.c. (synschistose folds) along mean plane S_a ; diagram 10 : the partial g.c. (dashed line) shows local refolding of S_a . A certain dispersion of schistosités S_a can sometimes be noted from one diagram to another : this is due to the influence of postschistose folds of horizontal axis rendering S_a vertical in the valley floors but inclined on slopes and crests. This may also be influenced by anteschistose folding.

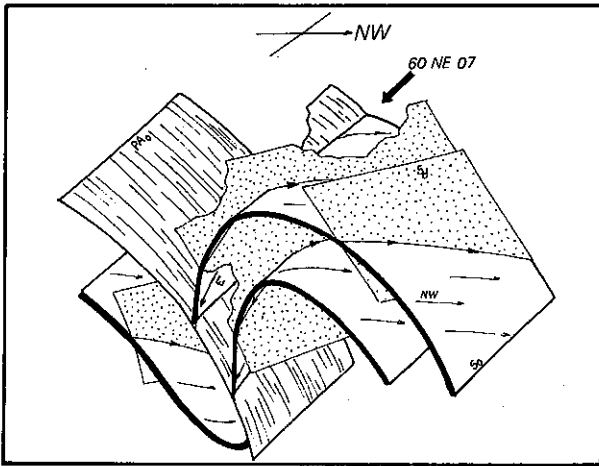


FIGURE 18

Configuration du pli antéschisteux apparaissant sur le diagramme 10 de la figure 17.

Configuration of the anteschistose fold appearing in figure 17, diagram 10.

la lacune entre les deux traduisant l'allure très aiguë des charnières.

Comme dans les exemples précédents, le pôle moyen de schistosité S_a , bien que voisin de la guirlande des pôles S_0 , en est significativement distinct. Cette guirlande correspondant à un grand cercle, on peut exclure d'emblée l'hypothèse formulée ci-dessus, selon laquelle le pli couché serait synschisteux mais non cylindrique. Ce pli est en fait cylindrique. Comme, en outre, rien n'autorise à le considérer comme un pli synschisteux aberrant où la schistosité ne serait pas de plan axial, force est d'en faire un *pli antéschisteux couché*. Ce style distingue ce pli des plis antéschisteux précédents car la schistosité dominante le recoupe avec une orientation voisine de celle de son plan axial.

Il en résulte un mode de distribution particulier des linéations d'intersection L_{a-o} contrôlé par le plan de schistosité moyen S_a : l'angle δ du plan dans lequel s'effectue cette distribution diminue au fur et à mesure que l'angle β entre l'axe antéschisteux et la schistosité S_a décroît, comme le montre la figure 20. La loi est ici l'inverse de celle trouvée dans le cas du grand pli antéschisteux de Jujols NW à plan axial redressé. On remarque qu'il devient difficile d'établir géométriquement la nature antéschisteuse d'une telle structure couchée quand l'angle α devient petit. Dans le cas

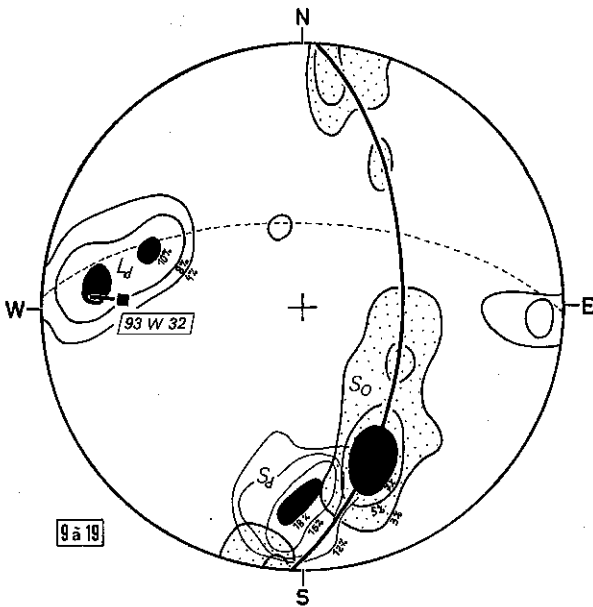


FIGURE 19

Diagramme de contours collectifs donnant l'orientation des éléments structuraux du pli couché (tardivement redressé) de la haute vallée d'Evol (444 mesures).

S_0 : Contours 3, 5 et 7%; S_a : Contours 12, 15 et 18%;
 L_{a-o} : Contours 4, 8 et 10%.

Collective contours diagram giving the orientation of structural elements of the recumbent fold (later reoriented to the vertical) de La Haute Vallée d'Evol (444 mesures).

S_0 : Contours 3, 5 and 7%; S_a : Contours 12, 15 and 18%;
 L_{a-o} : Contours 4, 8 and 10%.

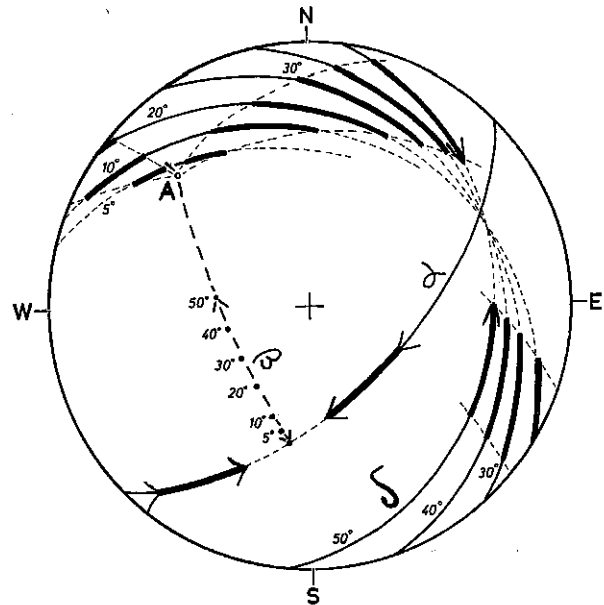


FIGURE 20

Influence des angles α et β sur l'angle δ de dispersion des linéations L_{a-o} dans le plan moyen S_a , dans le cas d'un pli antéschisteux de même orientation axiale que celui de la figure 10 mais couché (cf. fig. 12).

Influence of angles α and β upon the angle of dispersion of lineations L_{a-o} δ in the mean plane S_a (in the case of an anteschistose fold of the same axial orientation as that of figure 10, but horizontal).

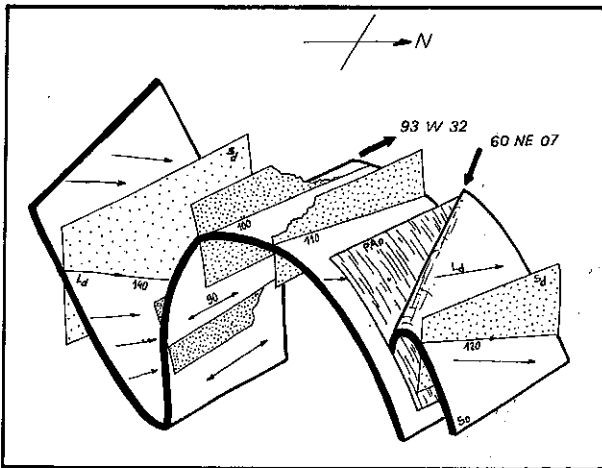


FIGURE 21

Configuration du pli antéschisteux couché
de la haute vallée d'Evol.

*Configuration of the anteschistose recumbent fold
of La Haute Vallée d'Evol.*

particulier considéré, où $\alpha = 15^\circ$, l'angle de distribution δ est encore assez important. L'angle d'ouverture α du pli antéschisteux intervient également pour fixer la valeur de δ . Ainsi, l'anticlinal correspondant aux diagrammes 9 à 14 étant plus ouvert que le synclinal (diagrammes 13 à 17 qui lui fait suite, l'angle δ y est plus faible (40° et 80° respectivement)). Un autre phénomène accentue encore cette dernière différence. Dans l'anticlinal, la schistosité S_a est plus proche du plan axial antéschisteux que dans le synclinal. En particulier, le flanc long inférieur (diagramme 17) est affecté d'une schistosité dont l'orientation est un peu différente de celle de la schistosité moyenne. Tout se passe comme s'il s'établissait un certain angle minimum entre la schistosité S_a et les plans S_0 (les plis synschisteux ne sont pas isoclinaux à ce niveau structural) et ceci dans tous les cas, quand S_0 coïncide avec l'orientation potentielle de la future schistosité S_a : cette dernière est déviée pour maintenir l'angle minimum précédent. Ceci pourrait être l'équivalent mégascopique de certaines réfractions de schistosité à caractère irrégulier. Cet effet pourrait être une cause supplémentaire influant sur la valeur de l'angle δ .

13. Ces légères différences dans l'orientation de la schistosité suivant les différentes parties d'un même pli ou de

Ainsi, un grand pli couché antéschisteux kilométrique a pu être décelé dans le haut de la vallée d'Evol grâce à l'analyse tectonique détaillée. Son orientation axiale est de 93° W 32° . La phase post-schisteuse ayant dans ce secteur une orientation axiale voisine (90° E 10°), l'orientation du pli couché avant cette dernière n'était pas tellement différente (100° W 10° approximativement). Le pli a un déversement apparent au Sud, tout comme le pli antéschisteux hectométrique qui accidente son flanc nord (cf. ci-dessus). L'allure et le style de ce pli couché complexe sont illustrés sur la figure 21.

Conclusion.

Dans la série de Jujols, les plissements de plus grande dimension sont les plis dits antéschisteux qui se présentent très différemment, soit comme des ondulations amples de la stratification avec des plans axiaux redressés, soit comme des plis couchés difficiles à distinguer des plis couchés synschisteux. Ces derniers sont toujours des plis plus petits, les plus apparents lors de l'exploration du terrain. Les grands plis antéschisteux ne sont décelables que par l'interprétation des diagrammes de Schmidt. En pratique, la distribution des linéations L_{a-0} dans le plan de schistosité moyen révèle le plissement des surfaces de stratification S_0 antérieurement à l'installation des plis synschisteux. Bien entendu, on trouve aussi sur le terrain, assez rarement d'ailleurs, des petits plis antéschisteux dont les orientations axiales sont généralement très dispersées par l'effet des plis synschisteux. Plusieurs exemples en ont été donnés dans les diagrammes présentés, ainsi que sur la figure 24 B (cf. ci-dessous).

deux plis successifs pourraient être aussi interprétées par l'existence d'une schistosité antérieure à la schistosité dite dominante — question reprise et discutée ci-dessous — qui aurait été méconnue. Dans le cas considéré, on peut exclure cette éventualité.

4^e PARTIE. — ÉTUDE DE LA RÉPARTITION RÉGIONALE DES LINÉATIONS D'INTERSECTION SYNCHISTEUSES COMME MÉTHODE D'ANALYSE DES PLISSEMENTS PRÉCOCES SUPERPOSÉS

Les plissements anté-schisteux ont été souvent mis en évidence par le biais des diagrammes de Schmidt, les plis les plus apparents sur le terrain étant synschisteux. C'est la distribution particulière des

FIGURE 22

Influence respective du type de plissement, parallèle (petits cercles) ou semblables (grands cercles) sur la dispersion d'une linéation supposée rectiligne au départ dans le cas d'un pli ouvert à axe horizontal.

Pour le pli semblable (partie gauche de la figure), le plan de glissement coïncidant avec le plan axial est le plan (a, b), la direction de glissement est l'axe a. Cette géométrie est adaptée au cas des plis postschisteux principaux de la région d'Olette. La surface plissée initiale est prise selon (b, c).

Influence of type of folding, parallel (small circles) or similar (large circles) on the dispersion of a lineation assumed originally rectilinear in the case of an open fold of horizontal axis.

For the similar folds (left side of the figure), the gliding plane coincident with the axial plane is the plane (a, b), the direction of gliding is the axis a. This geometry is adapted to the case of principal postschistose folding in the Olette region. The initial folded surface is taken according to (b, c).

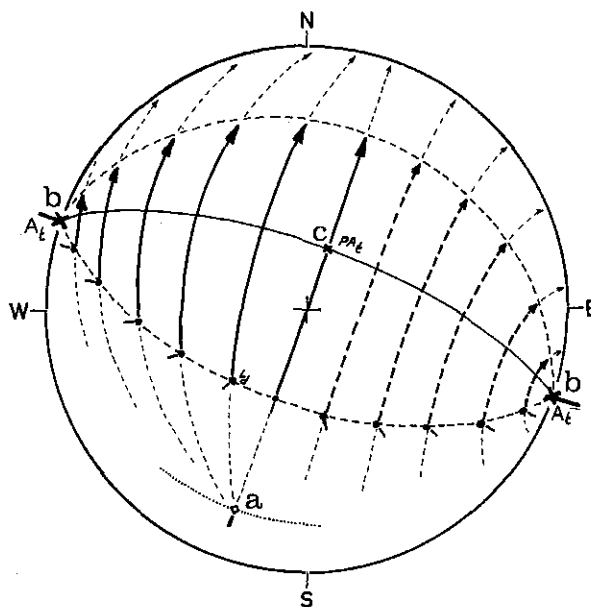


FIGURE 23

A : Schéma montrant la répartition des domaines les plus déformés par les phases postschisteuses,

dans lesquels la schistosité régionale S_a se trouve basculée (pendage vers le Sud).

Ces domaines sont gouvernés par des flexures NNW-SSE (vallée d'Evol surtout) et ENE-WSW (vallée de la Têt) déterminant des couloirs dans lesquels les plis tardifs d'orientation axiale N 90 à N 140 ont un développement suffisant pour provoquer le renversement de la schistosité et sont systématiquement déversés vers le Nord. Entre ces couloirs, les déformations tardives sont généralement très faibles. Les grandes failles NNW-SSE affectant la série de Jujols ont la même orientation que l'un des deux systèmes de flexure.

1 : Repères lithologiques (a, conglomérats d'Evol et du Caradoc non distingués par le figuré); 2 : Domaines à schistosité renversée vers le Sud; 3 : Failles; 4 : Flexures tardives; 5 : Cisaillements tardifs.

B : Carte structurale de la phase synschisteuse.

Cette carte montre la répartition des linéations et axes synschisteux L_{a-o} , représentés par des flèches indiquant leur orientation actuelle, après effet des phases postschisteuses. Après suppression des dispersions introduites par ces dernières, les linéations L_{a-o} se regroupent selon deux directions statistiques, grossièrement NE-SW (zones laissées en blanc) et WNW-ESE (zones en pointillés). Ainsi apparaissent plus clairement des couloirs où se localisent les linéations WNW-ESE. Les flèches longues correspondent aux orientations moyennes sur des secteurs entiers, les flèches courtes à des mesures moins systématiques.

A : Schematic representation of the distribution of the most deformed domain by postschistose phases.

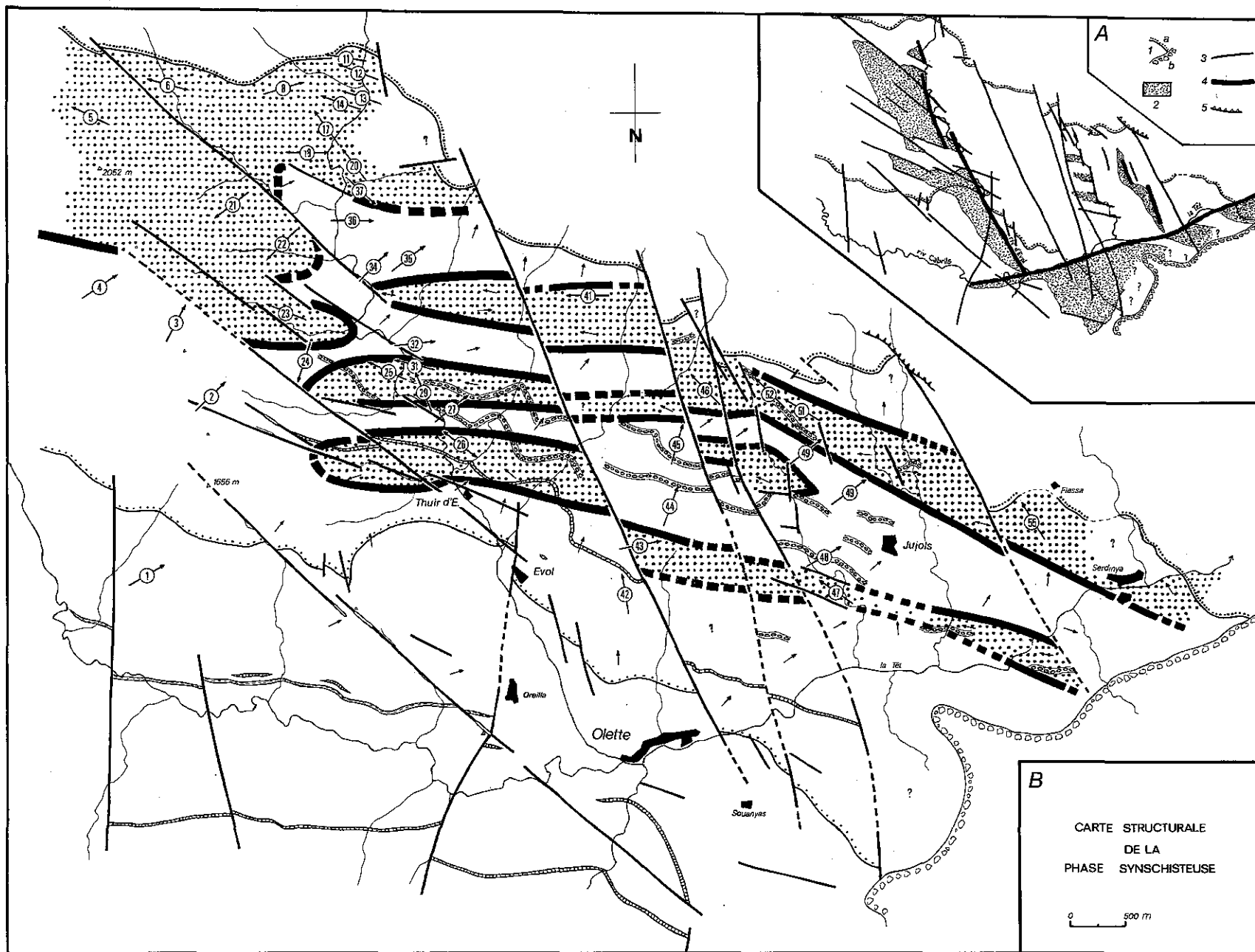
In which the regional schistosity S_a occurs dipping southward. These domains are governed by NNW-SSE flexures (especially the Evol Valley) and ENE-WSW (Tet Valley) determining belts in which late folding of axial orientation N 90 to N 140 had sufficient development to cause the overturn of schistosity and are systematically inclined to the North. Between these belts, late deformation is generally weak. The great faults NNW-SSE affecting the Jujols series have the same orientation as does one of the two systems of flexure.

1: Lithologic horizons (conglomerates of Evol and Caradoc); 2: Schistosity domains overturned toward the south; 3: Faults; 4: Late flexures; 5: Late shearing.

B : Structural map of the synschistose phase.

This map shows the distribution of lineations and synschistose axes L_{a-o} , represented by arrows indicating present orientation after effects of postschistose phases. After removal of dispersal affects of the latter, the lineations L_{a-o} regroup statistically according to two directions: roughly NE-SW (unmarked areas) and WNW-ESE (stippled areas). The long arrows correspond to mean orientation of entire sectors; short arrows to less systematic measurements.

TECTONIQUE SUPERPOSÉE HERCYNIENNE DES PYRÉNÉES ORIENTALES



B
 CARTE STRUCTURALE
 DE LA
 PHASE SYNCHISTEUSE
 0 500 m

linéations d'intersection synschisteuses, contrôlée par le plan moyen de schistosité S_a , qui révèle l'existence des structures anté-schisteuses. On peut donc espérer déceler des plissements anté-schisteux d'assez grandes dimensions par l'étude de la répartition cartographique des linéations synschisteuses : leurs variations d'orientation reflétant celle de la surface de stratification S_0 antérieurement au développement des plis synschisteux de plus petite taille, on peut s'attendre à voir apparaître sur la carte des domaines caractérisés par une orientation préférentielle des linéations L_a .

I. — PROBLÈMES POSÉS PAR L'ÉTABLISSEMENT D'UNE CARTE DE LINÉATIONS SYNCHISTEUSES

L'établissement d'une carte régionale de linéations repose sur un principe simple : il suffit de reporter les orientations représentatives des linéations synschisteuses en chaque site de mesure et de localiser les domaines où les linéations ont une orientation moyenne homogène. Cependant, la réa-

lisation se heurte à des difficultés dues à la superposition des phases tectoniques.

1) Perturbation de l'orientation des linéations synschisteuses par les plissements postschisteux. Dans les zones à schistosité S_a basculée, les linéations ont leurs orientations initiales modifiées. Les axes du plissement postschisteux perturbateur sont subhorizontaux et leur orientation connue : il est alors possible d'annuler dans certains cas les effets de cette déformation tardive par une rotation *ad hoc*¹⁴. Mais,

14. Cette opération ne peut être générale (voir J.G. Ramsay, 1967, p. 486). Il serait nécessaire de connaître le mode de formation des plis postschisteux importants car l'angle α entre une linéation L_a de direction fixe au départ et l'axe du pli postschisteux, ne reste constant par plissement du plan S_a que si la linéation est déformée en hélice circulaire, déformation réalisée pour des plis parallèles avec glissement banc sur banc. Les linéations L_a étant au départ largement variables dans le plan S_a , on ne peut guère utiliser leur dispersion tardive pour déterminer le mode de plissement des plis postschisteux. En outre, l'angle α peut être modifié par l'effet d'une composante d'écrasement homogène. Cependant, dans le cas considéré, les plis postschisteux sont suffisamment ouverts pour que l'effet de cette composante ne soit pas essentiel. Comme le montre la figure 22, le caractère parallèle ou semblable du plissement, pour des plis postschisteux ouverts à axe subhorizontal, n'a que peu d'influence sur l'estimation de l'orientation initiale d'une linéation, de sorte, qu'en première approximation, on peut restituer cette orientation par simple rotation.

FIGURE 24

A : Carte structurale de la phase « anté-schisteuse ».

Cette carte reprend les domaines de linéations de la figure 23 B; elle décrit l'orientation et surtout le pendage de la stratification (S_0) à l'issue de la phase anté-schisteuse, relativement à la schistosité régionale (S_a) qui prendra naissance ultérieurement. A cet effet, une subdivision supplémentaire a été introduite. On distingue alors trois types de domaines :

- 1 en blanc : pendage S_0 moyen, voisin de celui de S_a ;
- 2 en pointillés gras : pendage S_0 fort, supérieur à celui de S_a ;
- 3 en pointillés fins : pendage de S_0 faible, inférieur à celui de S_a .

Les limites de ces domaines correspondent ainsi aux traces des plans axiaux des grands plis anté-schisteux et matérialisent les faisceaux plissés correspondants. Ces plans axiaux sont généralement subverticaux (plis droits ou faiblement déversés) et parfois subhorizontaux (pli couché de la haute vallée d'Évol).

Les flèches indiquent l'orientation des plis anté-schisteux mesurés ou déterminés, la taille des flèches étant proportionnelle à celle des structures. Pour les repères lithologiques, voir figure 1.

B : Sur le stéréogramme sont reportées les orientations des axes des plis anté-schisteux signalés sur la carte avec les mêmes conventions. On peut observer que les petits plis ont des orientations plus variables que celle des grands puisqu'ils représentent (probablement) à la fois des plis synsédimentaires et des plis tectoniques et qu'ils sont dispersés par les phases ultérieures. La fourchette de dispersion pour les grands plis anté-schisteux, actuellement d'environ 50°, était certainement plus faible à l'issue de la phase anté-schisteuse (20°), ce qui indique que ces plissements étaient assez bien réglés.

A : Structural map of the anteschistose phase.

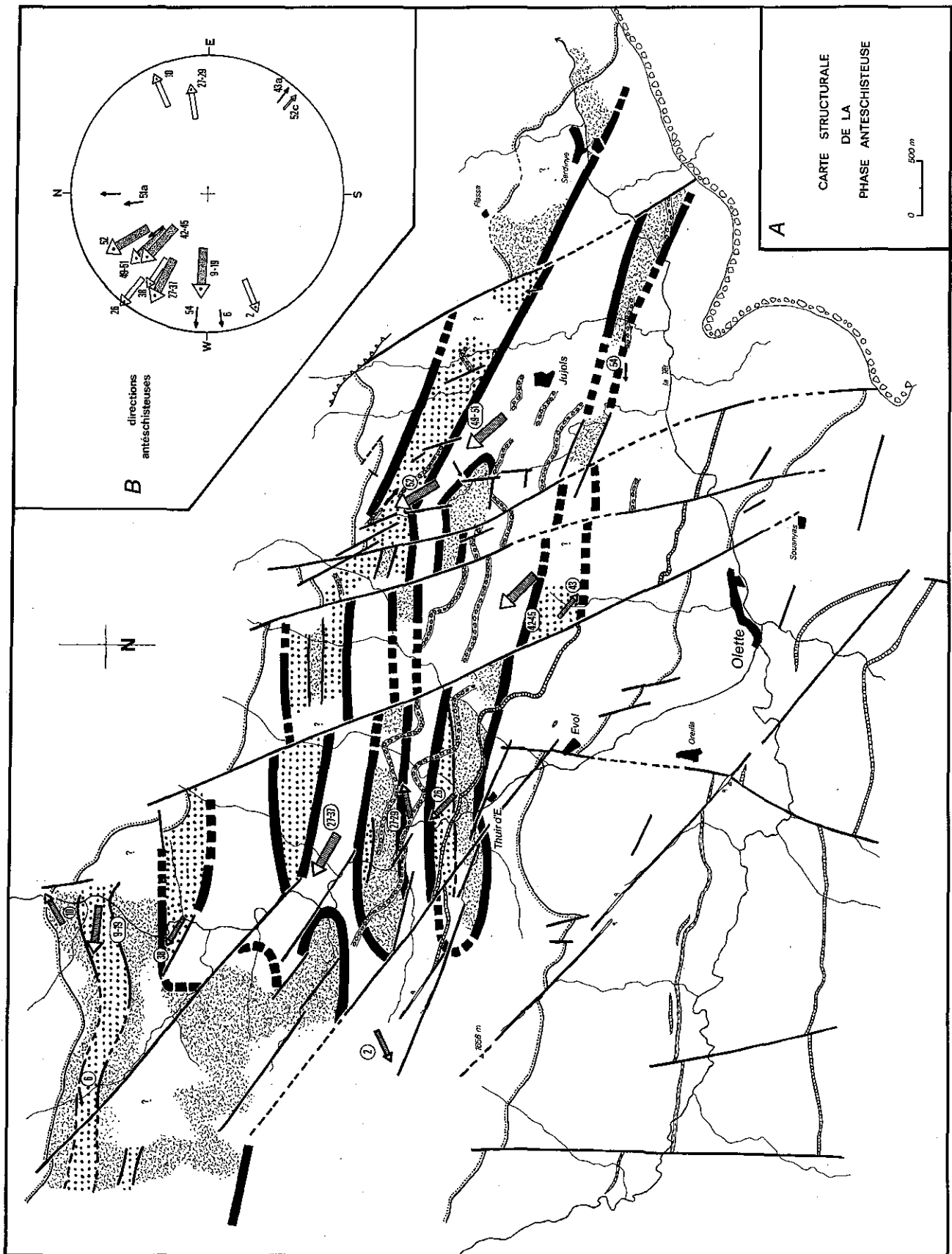
This map represents the domains of the lineations in figure 23 B; describing the orientation and especially the dip of stratification S_0 at the beginning of the anteschistose phase, relative to the regional schistosity S_a which is established subsequently. Accordingly a supplementary subdivision is introduced. Three types of domain are distinguished :

- 1 white : S_0 of moderate dip, close to that of S_a ;
- 2 large stipple : S_0 of strong dip, greater than that of S_a ;
- 3 fine stipple : S_0 of weak dip, less than that of S_a .

The limits of these domain thus correspond to traces of axial planes of the great anteschistose folds and materialize the corresponding folded bundles. These axial planes are generally subvertical (upright or weakly overturned folds) and sometimes subhorizontal (recumbent folds of La Haute Vallée d'Évol). The arrows indicate the measured or determined orientation of anteschistose folds, the size of the arrows proportionate to that of the structures. See figure 1 for lithologic horizons.

B : This stereogram contains the orientation of axes of anteschistose folds using the same conventions as in figure 24 A. Note that the smaller folds have more variable orientations than the large folds since they probably represent both syn-sedimentary and tectonic folding and are dispersed by subsequent phases. The angular variation of dispersion of the great anteschistose folds, presently about 50°, was certainly weaker (20°) at the beginning of the anteschistose phase, which indicates that this folding was fairly regular.

TECTONIQUE SUPERPOSÉE HERCYNIENNE DES PYRÉNÉES ORIENTALES



sur la carte d'ensemble, les axes postschisteux considérés varient systématiquement d'orientation d'Ouest en Est (cf. B. Laumonier, 1975) : E-W à NW-SE. Si ceci résulte d'une inflexion axiale générale du Synclinal de Villefranche sans superposition d'une phase tardive supplémentaire, il n'est pas nécessaire d'introduire d'autres corrections. En revanche, si cette variation axiale est provoquée, comme nous le pensons, par la torsion postérieure des axes des plis tardifs principaux autour d'un axe sensiblement vertical¹⁵, il s'ajoute une cause supplémentaire de désorientation des linéations L_d dont il faut tenir compte. En effet, une linéation quasi-horizontale de direction N110 dans un secteur à plis tardifs EW prend alors une direction N150 quand les plis tardifs sont devenus NW-SE. Cependant, on peut tourner cette difficulté en considérant non pas la direction de la linéation L_d mais son « pitch » dans le plan de schistosité S_d car, par rotation autour d'un axe vertical, le « pitch » demeure pratiquement inchangé. Ainsi, sur la carte de la figure 23 B, les deux types de domaines individualisés l'ont été à partir des « pitch » des linéations, corrigés éventuellement de l'effet des déformations postschisteuses principales, quand celles-ci sont importantes. Par ailleurs, on a indiqué par des flèches les directions actuelles moyennes des linéations L_d . De façon générale, les deux procédés donnent des résultats comparables car les déformations postschisteuses sont souvent peu marquées. En définitive, les deux domaines distingués sur la carte de la figure 23 B indiquent simplement les zones où les linéations synschisteuses sont statistiquement NE-SW et celles où elles sont statistiquement WNW-ESE à E-W¹⁶. Cette distinction est justifiée car, d'une part les linéations ayant des orientations intermédiaires sont manifestement moins fréquentes que les autres, d'autre part, à l'intérieur des deux domaines retenus, les orientations des linéations sont assez homogènes, les linéations NE-SW étant rares dans les domaines WNW-ESE et vice-versa.

2) Une autre difficulté tient au manque d'homogénéité des mesures, au nombre d'environ 1500 (le détail de la répartition de ces mesures est donné dans B. Laumonier, 1975). Si, dans certains sites, les orientations L_d sont assez constantes pour définir une orientation moyenne avec un minimum de données, dans d'autres, plus irréguliers, il eut été nécessaire de disposer de davantage de mesures, ce qui n'a pas été toujours possible. Dans ce dernier cas, les limites proposées entre les deux types de domaines précédents ont été figurées en traits interrompus.

II. — ANALYSE DE LA CARTE DE LINÉATIONS D'INTERSECTION SYNCHISTEUSES

A. — RELATIVEMENT AUX PLISSEMENTS SYNCHISTEUX.

Les plissements synschisteux s'organisent de façon remarquable à l'échelle de la carte. Les linéations et plis NE-SW (N 50) qui sont largement dominants dans les terrains sous-jacents à la série de Jujols

¹⁵ Le principal argument en faveur de cette interprétation est que les orientations axiales anté-, syn- et postschisteuses sont, infléchies de la même manière. Quant au choix de l'orientation de l'axe de torsion, il résulte du fait que les plis tardifs principaux sont actuellement d'axe subhorizontal sur l'ensemble du territoire étudié.

¹⁶ Cette différence d'orientation résulte de la torsion tardive mentionnée plus haut.

(cf. G. Guitard, 1970) sont aussi très fréquents dans cette dernière mais, en revanche, les linéations et plis WNW-ESE (N 110-130) prennent de l'importance dans le haut de la série, surtout à l'Ouest, où ils deviennent dominants dans la haute vallée d'Evol. A l'Est, au contraire, les linéations WNW-ESE sont localisées dans des bandes étroites (500 m) et allongées (1 à 5 km) en forme de couloirs, prenant une orientation N120 dans la région de Jujols, pour devenir franchement E-W dans celle d'Evol. Ces couloirs semblent disparaître — au moins franchement localement — vers l'Ouest. *Il se crée ainsi simultanément au cours de la phase synschisteuse, des systèmes de plissements à orientation axiale très variable.*

Cette répartition des linéations synschisteuses en domaines distincts permet une estimation des dimensions maximales des plis synschisteux. En effet, la carte géologique montre que les contours de la stratification S_0 courent régulièrement selon une direction WNW-ESE quand les déformations tardives sont faibles. Si la série de Jujols était régulièrement affectée de plis couchés d'échelle plurikilométrique à kilométrique, cette disposition de S_0 leur imposerait les caractères suivants :

- style subisoclinal car tous les niveaux repérés sont presque parallèles;
- axes subhorizontaux car on ne rencontre nulle part la trace cartographique de charnières éventuelles (sauf la charnière hectométrique signalée p. 191);
- direction axiale WNW-ESE comme conséquence directe des deux points précédents.

Cette géométrie est incompatible avec la répartition régionale des linéations et plis L_d . En aucun endroit les contours de la stratification ne sont déviés lorsqu'ils franchissent la limite entre deux domaines de linéations. Cette observation reçoit une explication si l'on admet que les plis synschisteux les plus grands sont de dimensions inférieures à celles des domaines de linéations définis sur la carte : leur taille maximale est donc généralement hectométrique. Cette conclusion est en parfait accord avec l'observation de terrain et avec les résultats de l'analyse des diagrammes structurologiques précédente qui ont montré que toutes les structures kilométriques sont antéschisteuses.

Elle rejoint aussi les conclusions tirées de l'examen de la carte lithostratigraphique.

B. — RELATIVEMENT AUX PLISSEMENTS ANTÉSCHISTEUX.

L'orientation des linéations synschisteuses étant fonction de l'orientation antéschisteuse de la stra-

tification, la carte de la figure 24 A renseigne sur l'orientation de S_0 après le développement des plissements antéshisteux : en effet, la carte de répartition des linéations L_{a-0} suit fidèlement l'allure des flancs des plis antéshisteux.

Compte tenu des conclusions du § A, cette carte montre la configuration des structures antéshisteuses dominantes. Dans cette perspective, il est intéressant de distinguer non pas deux types de domaines L_{a-0} , mais trois, car ces linéations peuvent prendre dans les domaines WNW-ESE des *plongements opposés* résultant de ce que statistiquement les orientations moyennes des plans S_0 (abstraction faite des plis synschisteux de plus petite dimension) sont tantôt plus pentées, tantôt moins pentées que le plan de schistosité S_d moyen, ce dernier actuellement penté vers le N ou le NE. En effet, les trois domaines distingués sur la carte de la figure 24 A ont les caractéristiques suivantes, illustrées par la figure 25 :

— A : domaines à linéations L_{a-0} NE-SW. La stratification a un pendage voisin de celui de la schistosité¹⁷ et sa direction fait avec le Nord un angle plus petit que celui de la direction de la schistosité S_d (plis synschisteux déversés vers le NW).

— B : domaines à linéations WNW-ESE à plongement généralement est. Le pendage de la stratification est plus fort que celui de la schistosité; sa direction est, comme dans le cas précédent, plus proche du Nord que celle de la schistosité, les deux azimuts étant égaux quand les linéations sont horizontales, ce qui est rare (plis synschisteux déversés vers le NNE).

— C : domaines à linéations WNW-ESE à plongement généralement ouest. Le pendage de la stratification est plus faible que celui de la schistosité et sa direction est plus éloignée du Nord — ou identique si les linéations sont horizontales — que celle de la schistosité (plis synschisteux déversés vers le SSW).

Ainsi, les deux derniers cas montrent qu'une même direction « statistique » de linéation peut être causée par diverses orientations antéshisteuses de la stratification.

Ces trois domaines représentent donc trois « panneaux » où la stratification S_0 possède une orientation moyenne différente du fait des plissements antéshisteux majeurs.

Les limites des domaines reconnus ci-dessus ont une signification structurale essentielle car, marquant fondamentalement un changement du pendage général de la stratification, elles coïncident avec la trace cartographique des plans axiaux des plis antéshisteux majeurs. Dans la mesure où ces traces ne sont nullement déviées par la topo-

17. Le fait que la stratification ne présente statistiquement qu'une seule orientation moyenne et non pas deux, de part et d'autre de la schistosité S_d , est en liaison avec l'absence de plissements synschisteux de grandes dimensions.

graphie pourtant accusée de la région, on peut en déduire que les plans axiaux considérés sont subverticaux et que les plis antéshisteux majeurs sont souvent des *plis à plan axial redressé*, la seule exception étant celle du pli couché de la haute vallée d'Evol, examiné dans une précédente section. Dans ces conditions, la direction de ces plans axiaux est aussi sensiblement celle des axes de plis

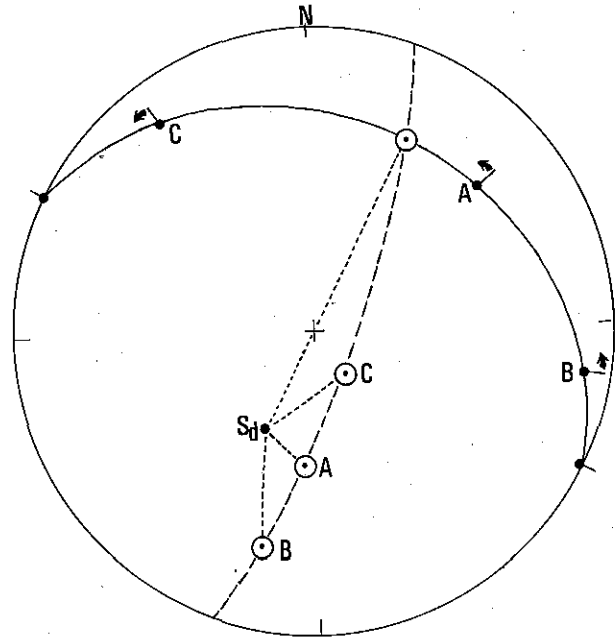


FIGURE 25

Schéma des relations géométriques qui s'établissent entre le plan moyen de schistosité S_d et la stratification générale dans trois domaines antéshisteux A, B et C (cas de la figure 24 a).

Dans le plan S_d (g.c. plein), les axes synschisteux L_{a-0} correspondants sont indiqués avec leur déversement donné par les flèches (explication dans le texte).

Schematic representation of geometric relationships established between the mean plane of schistosity S_d and the general stratification in three anteschistose domains A, B and C (case of figure 24 a).

In the plane S_d (solid line g. c.), the corresponding synschistose axes L_{a-0} are indicated with their sense of overturn given by the arrows (explanation in the text).

antéshisteux, la seule considération de la carte ne permettant pas d'en connaître le plongement. Ainsi, les axes des plis antéshisteux ont une direction 130 dans la région de Jujols et E-W dans celle d'Evol. Par ailleurs, la considération des diagrammes de Schmidt renseigne sur leur plongement (20-40 °W).

Par comparaison, le tableau 2 donne l'orientation axiale des plis antéschisteux majeurs déduits de l'analyse des diagrammes de Schmidt¹⁸ :

TABLEAU 2

| | | |
|---------------------------|--|--|
| <i>Région de Jujols :</i> | | |
| — plis kilométriques | { 140 NW 30 150 NW 20 136 NW 36 | (diagr. 49-51, cf. ci-dessus) (diagr. 52, cf. ci-dessus) (diagr. 42-45, in B. Laumonier, 1975) |
| — plis hectométriques | { 127 SE 08 132 SE 07 129 NW 29 146 NW 26 | (diagr. 43 a) (diagr. 52 c) (diagr. 52 a) (diagr. 52 b) } in B. Laumonier, 1975 |
| <i>Région d'Evol :</i> | | |
| | { 117 W 18 80 E 10 93 W 32 60 NE 10 | (diagr. 27-37) (diagr. 27-29) (diagr. 9-19, cf. ci-dessus) (diagr. 10, cf. ci-dessus) } in B. Laumonier, 1975 |

La variation de l'orientation des axes antéschisteux majeurs d'Ouest en Est, dans la région étudiée, résulte probablement de la torsion tardive des structures autour d'un axe subvertical comme il a été indiqué. En effet, les orientations moyennes des axes antéschisteux majeurs sont très proches de celles des plissements postschisteux principaux à axes subhorizontaux qui subissent aussi cette torsion d'ensemble, comme l'indique leur orientation moyenne (selon B. Laumonier, 1975) : 131 SE 08 dans la région de Jujols, 123 SE 04 dans la moyenne vallée d'Evol, 90 E 10 dans la haute vallée d'Evol. On peut admettre qu'antérieurement à cette torsion, les directions axiales des plis majeurs antéschisteux étaient dans l'ensemble uniformes, disons WNW-ESE. A cette direction dominante, on peut ajouter une direction accessoire ENE-WSW ne donnant lieu qu'à des plissements hectométriques (cf. tableau 2).

REMARQUES :

— Les conclusions auxquelles nous sommes parvenus concernant la géométrie des plissements antéschisteux majeurs sont différentes de celles de M. Mattauer *et al.* (1967)¹⁹ sur le point suivant : généralement, ces plis étaient à plans axiaux redressés plutôt que couchés. Notons que l'allure de la carte des linéations est à première vue compatible avec l'hypothèse de plis antéschisteux couchés. Il est en effet tentant de voir dans les couloirs à linéation WNW-ESE les flancs courts de tels plis dont les flancs longs seraient représentés par les domaines à linéation NE-SW. Cependant, de tels plis couchés seraient alors déversés tantôt vers le Nord, tantôt vers le Sud, selon que le flanc court inverse est plus

ou moins penté que le flanc normal, ce que montre l'observation du terrain (cf. coupe fig. 26). Outre l'observation déjà produite en faveur des plis à plans axiaux redressés, on peut ajouter les objections suivantes contre l'interprétation générale de plis antéschisteux couchés.

— Les couloirs de linéation WNW-ESE qui formeraient les flancs courts des plis couchés principaux ont une direction manifestement oblique sur celle de la trace de la stratification indiquée par deux niveaux repères, les calcaires de Thuir d'Evol et les conglomérats du Caradoc. D'après la carte, le banc calcaire ne peut être à la fois en flanc inverse près de Thuir et en flanc normal au Sud-Est de ce hameau. Quant aux conglomérats, ils ne sont manifestement pas plissés par des plis couchés kilométriques. Les couloirs à linéation WNW-ESE ne peuvent donc correspondre à des flancs courts inverses de plis couchés kilométriques.

— Le niveau calcaire de Thuir d'Evol est de façon certaine à l'endroit et ne peut représenter le flanc court hypothétique d'un pli couché qui serait nécessairement inverse.

En conclusion, les plissements antéschisteux majeurs sont généralement formés de plis plutôt ouverts, droits ou en genou, donc à plans axiaux assez redressés initialement, de longueur d'onde kilométrique mais de faible amplitude, qui entraînent le basculement de la stratification dans les couloirs WNW-ESE. Ces plis forment un faisceau bien marqué dans la partie supérieure de la série de Jujols et correspondent dans l'ensemble à une déformation modérée. Le cas du pli couché antéschisteux de la haute vallée d'Evol doit être considéré séparément. Il est en effet tout entier situé dans un vaste domaine à linéations L_d WNW-ESE (cf. fig. 23 B). Il n'est donc pas comparable aux hypothétiques plis couchés envisagés ci-dessus. Ce n'est pas un pli isoclinal et son flanc court est bien apparent. Sa présence indique une accentuation importante de la déformation dans le haut de la vallée d'Evol : les domaines à S_0 basculée y sont plus vastes qu'ailleurs et le grand pli couché

18. Les valeurs sont majorées de 5° pour tenir compte de la déclinaison magnétique.

19. Les plis antéschisteux sont désignés par ces auteurs comme plis de phase I. La question de leur place dans une succession de phases sera envisagée ci-dessous.

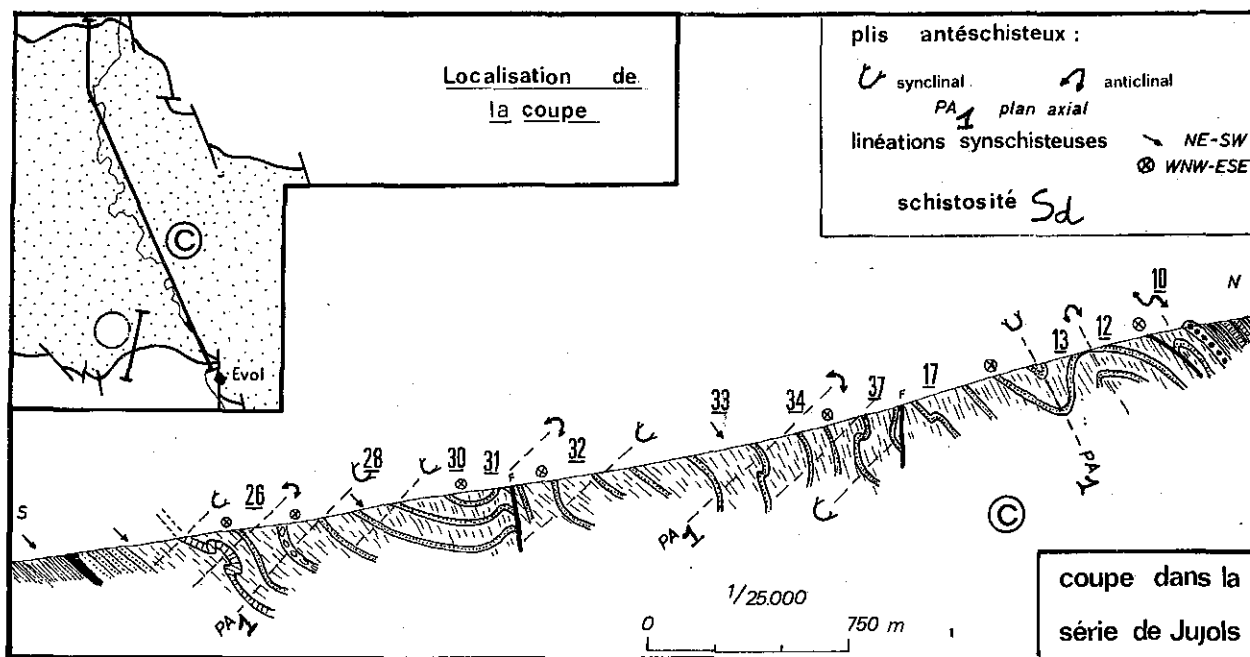


FIGURE 26

Coupe tectonique dans la série de Jujols montrant essentiellement l'allure des plis anteschisteux. Les figurés stratigraphiques sont ceux de la figure 1. Les numéros renvoient aux diagrammes inclus dans ce travail ou dans celui de B. Laumonier (1975).

Tectonic section in the Jujols series showing the style of anteschistose folds. Stratigraphic legend as in figure 1. The numbers correspond to those of the diagrams in this presentation and those in the work of B. Laumonier (1975).

qui les affecte, déversé vers le Sud, est de même orientation axiale que les plis ouverts ordinaires. Le style de ce pli et son sens de déversement

apparent sont comparables à ceux des plis couchés plurikilométriques qui affectent le Dévonien et le Carbonifère selon M. Mattauer *et al.* (1967).

5^e PARTIE. — ÉVOLUTION POLYPHASÉE DES PLISSEMENTS PRÉCOCES

La distinction précédente en plis dits « synschisteux » mineurs, accompagnés de la formation de la schistosité dominante S_d , et en plis dits « anteschisteux » majeurs formés antérieurement aux premiers, peut être établie de façon objective et rigoureuse par l'analyse géométrique précédente. Elle aboutit à la notion de deux phases de plissements précoces dont la première est localement la plus importante dans la région considérée (G. Guittard, 1962, 1967, 1970; B. Laumonier, 1975). L'existence de ces deux phases est également admise par M. Mattauer *et al.* (1967), qui ont tenté d'en pré-

ciser les caractères dans le Paléozoïque supérieur du Synclinal de Villefranche et dans les schistes de Jujols. Ainsi, la phase la plus ancienne (phase 1) produit des plis couchés dominants d'axe EW avec schistosité de flux S_1 , la phase 2 postérieure est aussi caractérisée par des plis couchés, cette fois-ci d'axe NS et avec une schistosité de strain-slip S_2 . Cette analyse, par son schématisme excessif, peut conduire à des erreurs. On s'étonne de la régularité attribuée aux directions des axes 2 se superposant aux plissements 1 non isoclinaux les plus importants. Ceci est contraire aux pro-

piétés géométriques des plis superposés en général et nous avons suffisamment montré dans le détail la variation considérable des orientations axiales des plis synschisteux de phase 2 et la formation *simultanée*, au cours de cette phase, de deux directions statistiquement dominantes de plissements, NE-SW et WNW-ESE à E-W, avec des sens de déversements différents. Quant aux plis de phase 1 (« antéschisteux »), nous avons vu qu'ils ne sont généralement pas couchés, bien que des plis couchés s'y rencontrent. Reste enfin la notion très intéressante de l'existence d'une schistosité de flux S_1 précédant la schistosité de « strain-slip » S_2 , question qui sera examinée en détail ci-dessous.

En fait, nous allons montrer que la distinction précédente en deux phases de plissements, admise jusqu'à maintenant, n'est qu'une approximation et qu'en réalité les plissements hercyniens précoces se sont édifiés au moins en trois phases successives.

I. — COMPLEXITÉ DES PLISSEMENTS DITS « ANTÉSCHISTEUX »

Dans ce qui précède, nous avons évité de fixer précisément la position des plis synschisteux dans une suite chronologique de phases tectoniques. La raison en est que les plissements « antéschisteux » montrent eux-mêmes de grandes différences de style et parfois des superpositions géométriques qui font soupçonner la complexité de leur évolution.

— Les petits plis « antéschisteux » visibles à l'affleurement, repérés dans des zones à schistosité dominante uniformément peu pentée, sont tantôt à plan axial redressé, franchement recoupé par S_d (cf. fig. 5), tantôt, bien que plus rarement, en plis couchés dont le plan axial est voisin du plan S_d . Ce dernier cas est celui de plis observables sur la route de Jujols²⁰ (point coté 794) dont l'allure et la géométrie sont données sur les figures 3 et 4. Les orientations axiales des petits plis antéschisteux sont extrêmement variables, avec souvent des axes fortement plongeants (cf. fig. 24 B), ce qu'explique en partie leur dispersion provoquée par les plissements synschisteux de plus grande dimension.

— Les plis « antéschisteux » majeurs, bien qu'ayant en gros la même direction axiale WNW-ESE, sont généralement ouverts, à plan axial redressé initialement, et, plus rarement, ils sont couchés. Ce dernier cas est illustré par le grand pli couché de la haute vallée d'Evol dont le flanc long interfère d'ailleurs avec des plis « antéschisteux » plus petits, ouverts, d'axe N 60 à NS (cf. fig. 18).

On retrouve ainsi pour la phase antéschisteuse, aux différentes échelles d'observation, cette dualité

20. Cet affleurement a inspiré la figure donnée par M. Mattauer *et al.* (1967).

entre des plis à plans axiaux redressés et des plis couchés.

Dans la logique de l'analyse structurale précédente (cf. 4^e partie), on remarquera que le grand pli couché de la haute vallée d'Evol est tout entier inclus dans une zone de linéations synschisteuses assimilable à un vaste flanc court de grands plis antéschisteux ouverts. Il est donc permis de penser que son développement n'est peut-être pas contemporain de celui des mégastructures antéschisteuses ouvertes, ni d'ailleurs des plis hectométriques ouverts qui en affectent le flanc long. Bref, sans en avoir la preuve, on pourrait proposer le développement postérieur des plis « antéschisteux » couchés par rapport aux plis « antéschisteux ouverts ». Mais, soulignons-le, rien n'interdit l'éventualité de plis à plan axial redressé se déversant et se couchant localement.

II. — PROBLÈME DE L'EXISTENCE D'UNE SCHISTOSITÉ DE FLUX ANTÉRIEURE A LA SCHISTOSITÉ DOMINANTE S_d

M. Mattauer *et al.* (1967) admettent l'existence d'une « schistosité de flux », c'est-à-dire d'une schistosité pénétrative à l'échelle microscopique, antérieure à la schistosité dominante et traduisant la déformation régionale majeure. En effet, les plis propres à cette schistosité s'avérant difficiles à trouver, on peut penser qu'ils sont isoclinaux et que la stratification a été transposée antérieurement à la schistosité S_d qui, dans cette interprétation, ne saurait représenter le paroxysme orogénique. Avant de poursuivre, nous examinerons les caractéristiques microscopiques de la schistosité dominante.

A. — CARACTÈRES MICROSCOPIQUES DE LA SCHISTOSITÉ DOMINANTE.

A l'affleurement et sur les échantillons, cette schistosité ressemble souvent, dans les parties péliques, à une schistosité ardoisière, pénétrative — les « ardoises » ont été exploitées en de nombreux endroits — alors que dans les lits franchement gréseux, elle peut prendre l'allure d'un « clivage de fracture » plus ou moins grossier.

1) Dans les domaines péliques, les plus fréquents, le microscope montre que généralement, la schistosité dominante est une schistosité à

« microlithon » (L.U. de Sitter, 1964), du type « schistosité de strain-slip ».

La texture planaire correspond à des plans discrets dont l'espacement moyen est de 0,10 mm (0,05 à 0,025 mm), ces plans étant matérialisés par des films d'hydroxydes de fer avec parfois des phyllites détritiques ayant tourné et des phyllites de néoformation. Les plans discrets qui séparent ainsi les microlithons ne sont pas rigoureusement parallèles entre eux mais donnent lieu fréquemment à des dispositions en biseau (fig. 27-1) délimitant des microlithons plus ou moins allongés. Ces derniers montrent clairement des microflexures alignées affectant une disposition planaire pénétrative initiale des phyllites, antérieure au « strain-slip » : leur plan axial correspond précisément aux plans discrets déterminant la schistosité. Les microflexures peuvent être symétriques ou dissymétriques, le laminage de l'un des flancs entraîne dans ce dernier cas une disposition sigmoïde des phyllites dans le microlithon, plus ou moins bien marquée suivant le caractère plus ou moins pélitique de la roche. On notera la présence éventuelle de rejets entre les micro-bancs gréseux indiquant l'existence de glissements discontinus suivant les plans de schistosité (fig. 27-2). Quant à l'épaisseur des microlithons, elle est souvent déterminée par la taille des plus grosses phyllites détritiques qui s'y trouvent coincées avec une disposition plus ou moins transverse par rapport à la schistosité. Ces phyllites détritiques sont de grosses chlorites et des muscovites apparaissant souvent en longues lamelles sur les sections minces, bien décelables au fort grossissement (fig. b, planche I in A. Autran et al., 1974). La disposition orientée et pénétrative initiale des phyllites correspond souvent à la stratification indiquée par les microliths gréseux parfois granoclassés, mais cette orientation a été probablement accusée lors de la formation des flexures (crénulations). Les grains de quartz détritiques ont très souvent conservé leurs contours anguleux. De façon générale, la schistosité de « strain-slip » décrite s'accommode de petites irrégularités de « compétence » introduites par la présence des niveaux gréseux qui sont plissés et boudinés : il se produit une adaptation par contorsionnement des plans de schistosité et des microlithons tant que la configuration reste compatible avec le glissement sur S_d , autrement une nouvelle orientation de ce plan pourrait apparaître. Ainsi, au niveau de petits noyaux résistants (*slumps balls*), la schistosité dominante prend un aspect en barillet avec aplatissement différentiel plus fort au niveau du corps dur où se concentrent les contraintes.

En général, les phénomènes caractérisés de différenciation tectono-métamorphique sont peu marqués dans ce type de schistosité où les phénomènes mécaniques restent prépondérants dans la genèse du clivage schisteux. En effet, la schistosité de « strain-slip » avec microlithons implique, à l'échelle microscopique, des glissements selon les plans discrets sous l'action d'une composante de cisaillement τ faible, car les plans de schistosité formés par dégénérescence de l'un des flancs des microflexures — avec, peut-être, dissolution partielle (N. Von Plessman, 1964) — se comportent comme des plans de faiblesse où la résistance mécanique est abaissée par rapport à celle du microlithon. En même temps, celui-ci est soumis à l'action de la composante principale maximum σ_1 de la contrainte, qui peut être à chaque instant quasi-perpendiculaire au plan de schistosité par suite de la très faible valeur de τ (A. Autran et al.,

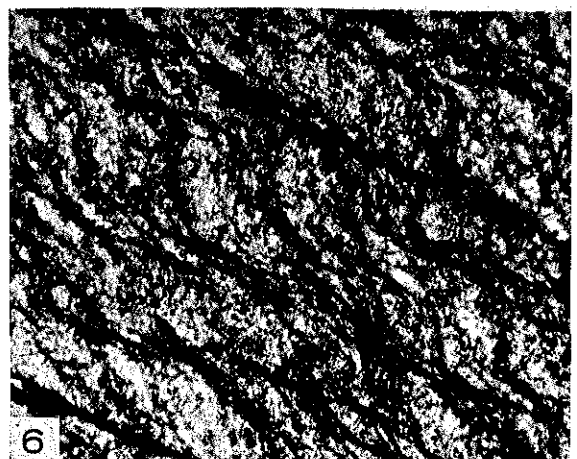
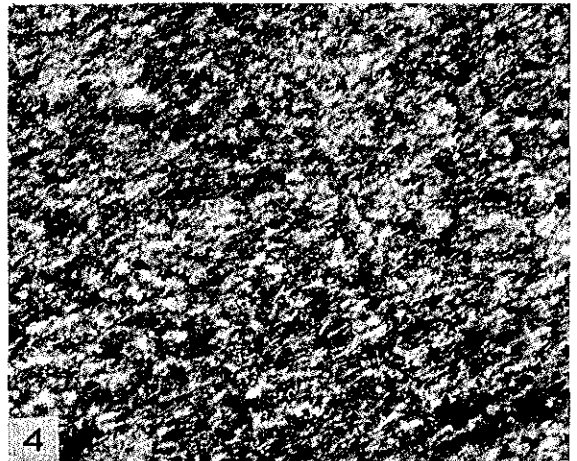
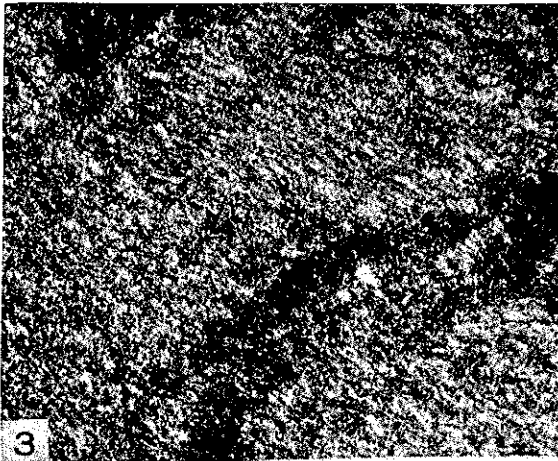
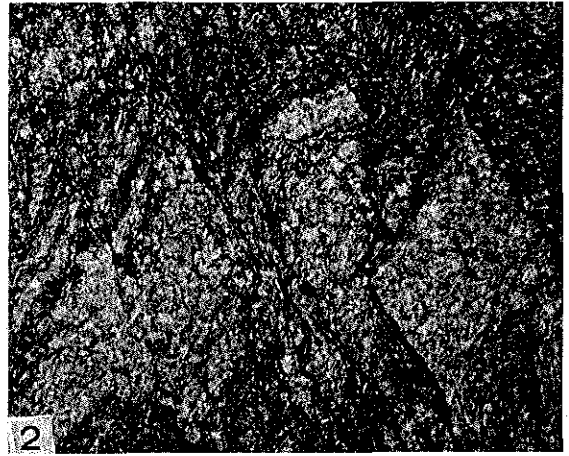
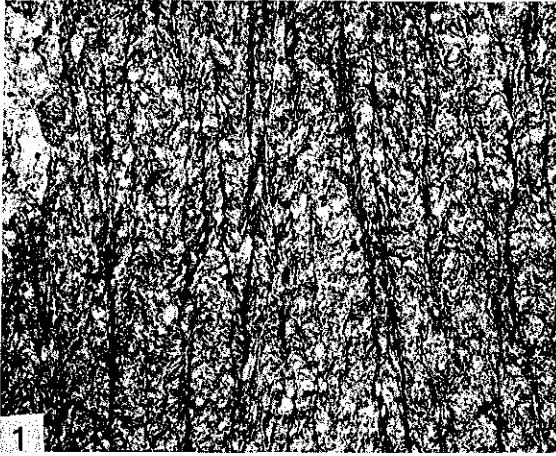
1974). Cette interprétation réconcilie deux opinions traditionnelles fondées sur les observations : les plans de schistosité de « strain-slip » sont des plans selon lesquels le glissement joue un rôle important ; la contrainte σ_1 est quasi-perpendiculaire au plan de glissement, le plan d'aplatissement Λ_1 , Λ_3 pouvant être quasi-confondu avec le plan de schistosité si la déformation est extrêmement poussée.

2) Un autre aspect microscopique de la schistosité dominante, beaucoup moins fréquent dans les schistes de Jujols, est une orientation pénétrative des phyllites dont les plans (001) sont statistiquement disposés suivant le plan de schistosité macroscopique. Sur les sections perpendiculaires à S_d , ceci se traduit évidemment par un alignement parfois très strict des lamelles de phyllites, mais cet alignement se retrouve aussi sur les sections parallèles à S_d où il traduit une linéation microscopique correspondant vraisemblablement au longrain (cf. J. Goguel, 1965, p. 47) (fig. 27-4). Cette schistosité dominante pénétrative, de type schistosité ardoisière classique ou schistosité de flux, se développe et se généralise à la base de la série de Jujols et représente l'expression générale de la schistosité dans les formations sous-jacentes de la série de Canaveilles. Mais elle apparaît aussi localement, à des niveaux variés, au-dessus du « front de schistosité de flux », le long de zones étroites, plus intensément déformées, où l'on peut observer la transposition de la stratification par la schistosité dominante. Enfin, elle prédomine dans certains niveaux non grésopélitiques, tels les calcaires de Thuir d'Evol, dont les minces niveaux carbonatés peuvent être transposés et complètement lenticulés par S_d .

3) Entre ces deux types classiques et souvent opposés, schistosité à microlithon de « strain-slip » et schistosité pénétrative de type « clivage ardoisier », dite aussi schistosité de flux, il existe des aspects intermédiaires qui traduisent effectivement des stades d'évolution transitionnels entre les deux types précédents. Nous signalerons ici :

a) schistosité à plans discrets et texture micro-lenticulaire. On retrouve ici des plans microscopiquement distincts soulignés par des films opaques à espacement souvent faible (0,05 mm) mais les microlithons sont bien moins définis que précédemment, en particulier ils sont beaucoup moins continus et les flexures du « strain-slip » y sont remplacées par des domaines lenticulaires, allongés. Il est souvent difficile de distinguer ce cas de celui où deux schistosités se recourent sous un angle faible (cf. ci-dessous).

b) formation de bandes à texture pénétrative entre les microlithons (cf. fig. h et m, planche IV, in A. Autran et al., 1974). Alors que dans les schistosités à microlithons ordinaires l'épaisseur des plans discrets est quasi nulle et réduite à celle d'un mince film de pigments opaques, on observe ici une bande formée essentiellement de phyllites disposées parallèlement au plan S_d , qui se trouve ainsi matérialisée par un domaine à schistosité pénétrative, dont l'épaisseur



peut être de l'ordre de celle du microlithon, et qui est formée essentiellement au détriment de ce dernier, lequel montre encore les textures de « strain-slip » conservées. Ces bandes à schistosité pénétrative se sont installées là où la résistance de la roche a été abaissée antérieurement et où la déformation plastique s'est concentrée (cf. J. Goguel, 1948, p. 136 et 277). Cette différenciation mécanique avec entraînement des phyllites dans les bandes pourrait être accompagnée simultanément d'une différenciation métamorphique par dissolution de la silice dans ces mêmes domaines, comme l'a montré en particulier P.F. Williams (1972), et son dépôt dans les microlithons adjacents moins déformés. Cependant, dans la zone de la chlorite, ces phénomènes de « litage différencié » restent très modérés, ne devenant prépondérants que dans les micaschistes de la mésozone.

La schistosité dominante affectant la série de Jujols a pris naissance et s'est développée dans un milieu entièrement « lithifié ». En effet, on y observe de très nombreux filons de quartz « hydrothermal », d'épaisseur centimétrique et plus rarement décimétrique, plissés à la manière de « plis ptygmatisés » par la phase des plis synschisteux, avec la schistosité dominante comme plan axial dans les parties péliques encaissantes (G. Guitard, 1960). Ces filons plissés montrent une schistosité en éventail de type « clivage de fracture » qui indique l'importance locale de la composante de plissement « parallèle ». On déduit de ces relations la mise en place des filons antérieurement au développement des plis synschisteux et de la schistosité dominante. Or, cette mise en place résulte de la fracturation d'un bâti solide et de la création de fentes de tension dès que la pression fluide locale dépassait la valeur de la contrainte normale

au plan du filon (cf. J. Goguel, 1965, p. 220). Les fluides étaient en partie formés sur place mais, probablement, provenaient largement de la deshydratation métamorphique des terrains sous-jacents, les isogéothermes se déplaçant vers le haut, dans le bâti en voie de métamorphisme. Ces filons plissés de l'épizone ont comme équivalent les lentilles de quartz dit « d'exsudation » dans les micaschistes mésozonaux, dont la signification a été examinée par ailleurs (A. Autran *et al.*, 1970).

B. — MISE EN ÉVIDENCE D'UNE LINÉATION DE LONGRAIN DANS LE PLAN DE LA SCHISTOSITÉ DOMINANTE.

M. Mattauer *et al.* ne donnent pas une description de la schistosité de flux S_1 ou des microphotographies correspondantes. Néanmoins, les auteurs nous ont indiqué que cette dernière était souvent apparente, au microscope, dans les sections taillées parallèlement à la schistosité dominante. En utilisant la même technique, une recherche systématique de la schistosité de flux S_1 nous conduit à une interprétation différente. Certes, il existe souvent dans les sections parallèles à S_d une orientation préférentielle pénétrative, bien marquée, des phyllites et des hydroxydes de fer, qui peut être parallèle à la stratification (fig. 27-3) ou oblique sur la stratification. Dans ce dernier cas, on pour-

FIGURE 27

Aspects microscopiques des schistosités.

- Microphoto 1 (lame C 967 12b \times 45) : aspect typique de la schistosité dominante S_3 sous forme de plans discrets séparant des microlithons. Noter l'allure en biseau de certains de ces derniers.
- Microphoto 2 (lame V 218 CA \times 32) : glissement discontinu sur les plans S_3 , attesté par les décrochements d'un lit gréseux.
- Microphoto 3 (lame C 872 VD 74 \times 32) : orientation des phyllites dans les microlithons, correspondant au longrain, dans une section parallèle à S_3 ; les zébrures sombres correspondent à la trace de S_2 très faiblement inclinée sur le plan de coupe.
- Microphoto 4 (lame C 574 V1C \times 30) : longrain typique dans une lame taillée parallèlement à la schistosité pénétrative de flux; comparer avec la précédente.
- Microphoto 5 (lame C 677 1 \times 26) : aspect de la schistosité S_3 (horizontale) et de la schistosité S_2 (sensiblement à 45° de la précédente); la stratification S_0 est indiquée par le lit clair du bas de la figure.
- Microphoto 6 (idem \times 133) : détail de la figure précédente montrant la torsion sigmoïde de S_2 par S_3 . Il s'agit dans les deux cas de schistosités dites de « strain-slip » dont l'espacement des plans discrets est comparable.

Schistosités in microscopic aspect.

- Microphoto 1 (thin section C 967 12b \times 45) : typical aspect of S_3 in the form of discrete planes between microlithons. Note the beveled edging in some of the latter.
- Microphoto 2 (thin section V 218 CA \times 32) : discontinuous gliding along S_3 planes as evidenced by offset in a sandy bed.
- Microphoto 3 (thin section C 872 VD 74 \times 32) : phyllite orientation in microlithons corresponding to the grain in a section parallel to S_3 ; the dark lines correspond to traces of S_2 , weakly inclined along the plane of the thin section.
- Microphoto 4 (thin section C 574 V1C \times 30) : typical grain in a section cut parallel to the direction of penetrative schistosity; compare with microphoto 3.
- Microphoto 5 (thin section C 677 1 \times 26) : aspect of schistosity S_3 (horizontal) and schistosity S_2 (at an angle of 45° to S_3); stratification S_0 is indicated by the light bed at the bottom of the photo.
- Microphoto 6 (idem \times 133) : detail of microphoto 5 showing the sigmoidal torsion of S_2 by S_3 . Both illustrate strain-slip schistosity of comparable spacing between individual planes.

rait être tenté de l'assimiler à la trace, sur le plan de « strain-slip » S_a , d'une schistosité de flux antérieure à ce dernier. Mais, on constate curieusement que cette trace n'est jamais déformée, si ce n'est par le « strain-slip » lui-même, dès que la section n'est plus rigoureusement parallèle à ce dernier. En fait, on peut interpréter cette orientation pénétrative remarquable comme la direction du longrain (E. Jannetaz, 1884 et G. Wilson, 1961). C'est une linéation dans le plan de la schistosité dominante, classiquement parallèle à la direction d'allongement maximal dans les microlithons. En effet, ces derniers sont soumis à une composante d'écrasement homogène tendant à les aplatir et l'axe d'extension maximale de l'ellipsoïde de déformation correspondant s'oriente dans le plan de la schistosité suivant une direction indépendante de celle des axes de plis et des surfaces locales de stratification²¹. Nous avons vu que le longrain s'exprime de la même manière lorsque la schistosité dominante S_a n'est pas un « strain-slip » mais une schistosité pénétrative (de flux) (fig. 27-4). Enfin, il convient de remarquer que l'équivalent macroscopique de ce phénomène est connu dans les schistes de Jujols (cf. G. Guitard, 1970, fig. 102).

Notons encore que, dans les schistes ardoisiers pyriteux du secteur, les cristallisations de quartz allongés dans les zones abritées des halos d'étirement observés dans les sections parallèles à la schistosité dominante, s'orientent parallèlement au longrain.

C. — PRÉSENCE D'UNE SCHISTOSITÉ RELIQUE ANTÉRIEURE A LA SCHISTOSITÉ DOMINANTE.

Toutefois, ces recherches ont permis de trouver dans plusieurs lames minces une schistosité formée de plans discrets dont les espacements sont de même ordre de grandeur que ceux de la schistosité dominante (0,05-0,10 mm). Comme pour cette dernière, il s'agit d'une schistosité à fins microlithons, de « strain-slip »²². La torsion de ses plans discrets, à l'intérieur des microlithons de la schistosité dominante, montre bien son antériorité par rapport à S_a (fig. 27-5 et 6). Les deux schistosités ne sont bien apparentes que dans les sections taillées per-

pendiculairement à leur intersection commune, l'angle entre les deux familles de plans pouvant être localement quelconque : il en résulte une texture maillée remarquable (fig. 27-5 et 6).

Cette constatation peut être rapprochée de la présence, sur quelques rares affleurements, d'une schistosité macroscopique antérieure à la schistosité dominante, comme cela est prouvé par l'observation au microscope (cf. fig. 27-5 et 6) sans cependant que l'on ait pu trouver les plissements locaux correspondants. Cette schistosité diffère de la schistosité dominante par le fait que l'on y observe avec une grande netteté l'intersection par S_a alors que sur les plans de schistosité dominante, on n'observe généralement pas l'intersection par la schistosité antérieure sinon de manière très atténuée : elle est plus ou moins effacée par le glissement ultérieur provoqué par le « strain-slip » S_a (cf. A. Autran *et al.*, 1974). Ainsi se trouve confirmée, comme l'avaient pensé M. Mattauer *et al.* (1967), l'existence d'une schistosité antérieure à la schistosité dominante; cependant, ces deux schistosités sont fondamentalement de même nature et on peut en inférer qu'elles traduisent un régime de déformation comparable²³. Les plissements liés à la schistosité relique peuvent être des plis couchés. Ce point de vue est à rapprocher de la découverte dans les formations homologues du massif voisin de l'Agly, de deux phases superposées précoces de plis couchés avec schistosité de « strain-slip », dont la dernière, ayant souvent effacé la première, apparaît comme liée à la phase la plus importante (M.L. Pascal, M. Fontelles et G. Guitard, 1976). Nous ne pouvons cependant pas affirmer que la schistosité relique ait eu une répartition uniforme dans le domaine étudié. La schistosité régionale dominante S_a est ainsi la plus tardive. Sa liaison avec une famille de plis couchés très fréquents est évidente et l'on peut considérer qu'elle traduit le paroxysme orogénique. Une schistosité antérieure, maintenant relique, a été largement effacée par S_a mais les plis de détail correspondants n'ont pu être reconnus objectivement dans les formations de la série de Jujols. Des plis « anté-schisteux » couchés devraient logiquement lui correspondre.

Ainsi, relativement aux schistosités, il existe une schistosité régionale dominante omniprésente, et une schistosité relique, exceptionnellement perceptible sur les affleurements. Il n'existe pratiquement pas de possibilité de confusion entre ces deux types de surfaces. L'analyse géométrique précédente (3^e

21. Cette interprétation n'est acceptable qu'à l'échelle microscopique du microlithon idéalisé. Si l'on considère un volume suffisant formé de nombreux microlithons, sa déformation implique une composante de glissement simple, superposée à la composante d'écrasement homogène. L'ellipsoïde de déformation local résultant n'a plus son grand axe d'extension situé dans le plan de schistosité (voir J.C. Ramsay, 1967, p. 423; A. Autran *et al.*, 1974, p. 112).

22. Il s'agit alors d'un « strain-slip » primaire (A. Autran *et al.*, 1974).

23. Il faut rappeler qu'au cours d'un même épisode de plissement, deux plans de schistosité d'orientation voisine peuvent apparaître localement si le glissement sur le premier plan créé vient à s'annuler.

partie), fondée sur cette constatation, conduit à une interprétation cohérente des structures étudiées, ce qui nous semble en démontrer le bien fondé.

D. — EXISTENCE DE PLIS ANTÉSCHISTEUX PRÉEXISTANT AUX DEUX TYPES DE SCHISTOSITÉS.

L'impression, suggérée par l'absence de schistosité synchrone sur les diagrammes, est que la plupart des plis « anté-schisteux » de la série de

Jujols étudiée sont aussi des plis « aschisteux », ceci indépendamment de leur taille. Une observation, exceptionnelle il est vrai, prouve l'existence de tels plis dépourvus de schistosité. Il s'agit de petits plis anté-schisteux au voisinage des charnières synschisteuses localement dominantes du pli de Jujols NW (secteur du Serrat de Couytine, cf. ci-dessous). Ces petits plis ont des charnières très plongeantes, simultanément recoupées par la schistosité dominante et par la schistosité relique, cette dernière connue à l'affleurement sous forme d'un plan isolé. Les relations géométriques entre ces éléments structuraux sont données sur la figure 28 et les rapports des deux schistosités sont ceux illustrés par la photographie de la figure 27-5 et 6.

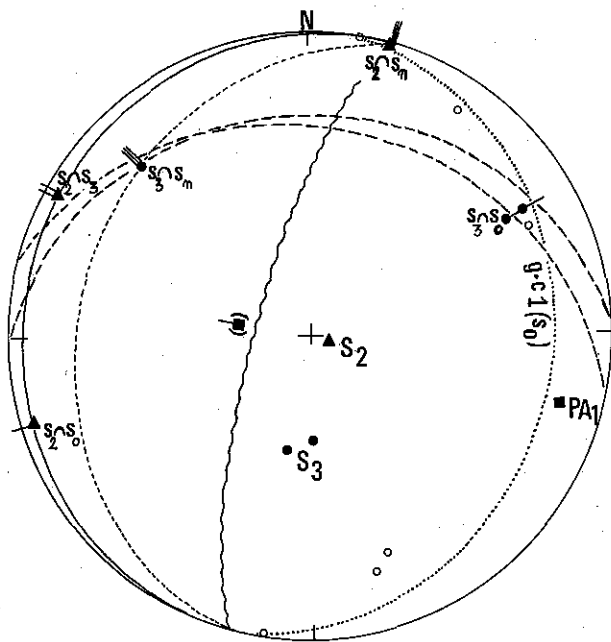


FIGURE 28

Relations géométriques entre la schistosité dominante (S_1), la schistosité relique (S_2) et un pli anté-schisteux « aschisteux ».

Ligne tremblée : P.A.1, plan axial du pli anté-schisteux dont le g.c. en tirets courts indique le plan πS_0 correspondant; g.c. plein : plan S_2 ; g.c. en tirets longs : plans S_1 ; g.c. en tirets courts : plan S_n de signification tectonique non déterminée (tardif).

Il est clair qu'aucun de ces plans de schistosités ne coïncide avec le plan axial du pli anté-schisteux (plan P.A.1).

Geometric relationship between the dominant schistosity S_1 , relic schistosity S_2 and an antischistose "aschistic" fold.

Axial plane of antischistose fold (wavy line = P.A. 1) of which the g.c.'s (dashed lines) indicate the corresponding plane πS_0 ; solid line g.c.: plane S_2 ; long dashed lines: planes S_1 ; short dashed line: plane S_n of indetermined late tectonic significance.

It is clear that none of these planes of schistosity coincides with the axial plane of antischistose folding (plane P.A.1).

III. — PROPOSITION DE CHRONOLOGIE DES PHASES DE PLISSEMENTS PRÉCOCES ET DATATION RELATIVE DE LA PHASE SYNCHISTEUSE

Nous disposons maintenant de suffisamment de données pour établir une partie de la chronologie de la tectogenèse hercynienne dans la série de Jujols du Synclinal de Villefranche. Trois phases de plissements précoces peuvent y être distinguées :

— *phase 1* : plissements généralement aschisteux, de dimensions très variables. Les plissements principaux, qui sont les plis majeurs de la série de Jujols, ont été indirectement mis en évidence. Ils forment un faisceau affectant essentiellement le haut de la série, de direction WNW-ESE, sous forme de plis plutôt ouverts, à plans axiaux redressés et à axes peu plongeants (20 à 40° généralement vers l'Ouest). Les petits plis homologues sont visibles aux affleurements mais demandent à être recherchés, leurs directions axiales sont souvent très plongeantes et dispersées par l'effet de plis synschisteux de phase 3, de plus grande dimension. Le style de cette phase évoque une tectonique prémonitoire de couverture ou d'avant-pays.

— *phase 2* : le seul témoin qui en justifie l'individualisation est la schistosité relique, que nous appellerons S_2 . On pourrait lui attribuer hypothétiquement les plissements « anté-schisteux » couchés, dont le pli de la haute vallée d'Evol, d'axe EW, déversé vers le Sud, sans pour autant fournir les preuves du synchronisme entre les plis « anté-schisteux » couchés et la schistosité S_2 . Quant à son importance, il est difficile de l'évaluer. On peut cependant remarquer que le mégapli d'Evol reste unique en son genre, les autres plis couchés

antéschisteux identifiés étant rares et de très petite dimension. On est donc tenté de l'estimer modeste dans la série de Jujols.

— *phase 3* : c'est la phase de plissements « synschisteux » à plis couchés les plus apparents, avec schistosité dominante S_3 et linéations d'intersection correspondantes. Les plis les plus grands sont déca-à hectométriques et sont souvent complexes, parce que superposés aux plis de phase 1 principalement. Les axes des plis et les linéations homologues ont toujours même orientation qui est fonction de leur position sur les grandes structures de phase 1 (et peut-être de phase 2) : NE-SW sur les flancs longs, plutôt WNW-ESE sur les flancs courts, les sens de déversement étant variables. Dans ce dernier cas, on notera que les axes des plis précoces de phase 1, 2 et 3, ainsi que les axes des plissements tardifs principaux, ont sensiblement la même direction, ce qui ne facilite évidemment pas leur distinction. Il n'existe pas de plis de phase 3 kilométriques : ces plissements sont de petite dimension, à l'échelle de la série de Jujols, et ne remanient pas de façon importante les plissements dits antéschisteux majeurs de phase 1 (ou 2) qui restent toujours restituables par l'analyse géométrique. Cependant, les schistosités S_3 ont généralement oblitéré les schistosités S_2 à l'échelle macroscopique : leur apparition paraît correspondre à la déformation maximum du bâti (paroxysme orogénique) qui, de ce fait, n'est nullement liée à la dimension des plissements locaux.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Trois points de cette étude méritent d'être soulignés.

Les deux premiers ont trait à l'analyse tectonique :

— Seules les méthodes de l'analyse structurale peuvent permettre de déceler les mégastuctures antéschisteuses dans ces séries à faciès lithologique monotone.

— Les structures antéschisteuses des phases 1 et 2 dans la région d'Olette sont surtout de dimensions moyennes à grandes. Les structures synschisteuses de phase 3 sont, au contraire, petites à moyennes. L'analyse des petites structures est ainsi aisée : elles sont généralement synschisteuses (phase 3). De même, l'analyse des plissements principaux est elle aussi relativement simple (bien qu'indirecte) puisque ces plis sont tous antéschisteux. En

revanche, à une échelle intermédiaire, qui est celle des plis déca-à hectométriques, on peut rencontrer un système de plis interférents de dimensions comparables, ce qui peut rendre l'analyse difficile, voire impossible, quand les propriétés géométriques des surfaces plissées cylindriques ne sont plus applicables. Or, cette échelle est celle des observations de terrain. D'où l'impression de complexité inextricable présentée par certains affleurements, qui risque de conduire, à tort, à l'abandon de l'analyse rationnelle. En fait, seule cette dernière, systématiquement menée parallèlement à la cartographie classique, a permis de débrouiller la tectonique superposée de la série de Jujols, cas en définitive favorable à l'utilisation des méthodes géométriques.

Le troisième est d'ordre structural. Il ne faut pas perdre de vue les dimensions relativement modestes des plissements hercyniens précoces de la série de Jujols quand on les compare à celles des grands plis couchés décrits dans le socle sous-jacent et sa proche couverture paléozoïque (nappes de style pennique, cf. G. Guitard, 1964 et 1970) ou à celles des plis affectant le Paléozoïque supérieur (selon M. Mattauer *et al.*, 1967) sus-jacent. La généralité des petits plis couchés n'implique pas nécessairement l'existence de structures majeures de même phase, au même niveau structural. Sans doute faut-il voir, dans le cas de la série de Jujols étudiée, l'influence essentielle de la lithologie qui, faiblement contrastée à l'échelle des structures en grand, ne permet pas le développement de plissements très importants. Ainsi, au sein d'un même segment orogénique de la zone axiale pyrénéenne, s'individualisent, au cours d'une même tectogenèse, des « étages » structuraux ayant en commun le développement de plis couchés omniprésents accompagnés de schistosité régionale mais qui se distinguent par les dimensions très différentes de leurs plissements. Les limites entre ces « étages » sont imposées par les contrastes lithologiques à l'échelle mégascopique, déterminant en partie le comportement rhéologique des terrains (A. Autran *et al.*, 1974). L'ensemble formé par les gneiss du Canigou et leur enveloppe, engagé dans des nappes de socle, et par la série de Jujols sus-jacente où les plis homologues restent de plus petite dimension, en est une très bonne illustration.

REMERCIEMENTS :

Les auteurs remercient M. J.-P. Bouillin pour les microphotographies et Mlle Miriam Baltuck qui a fourni la traduction anglaise.

BIBLIOGRAPHIE

- AUTRAN A., FONTEILLES M. et GUITARD G. (1970). — Relations entre les intrusions de granitoïdes, l'anatexie et le métamorphisme général, considérées principalement du point de vue du rôle de l'eau: cas de la chaîne hercynienne des Pyrénées orientales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. XII, n° 4, p. 673-731.
- AUTRAN A., FONTEILLES M., GOGUEL J. et GUITARD G. (1974). — Sur le mécanisme de la schistosité. *Centenaire Soc. géol. Belg.*, Géologie des domaines cristallins, Liège, p. 89-121.
- BAUDELOT S. et BESSIÈRES G. (1975). — Découverte d'Acritarches d'âge ordovicien inférieur dans le massif de Mouthoumet (Aude). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 171-173.
- CAVET P. (1957). — Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 254, t. LV, 216 p.
- DALMAYRAC B. (1967). — Étude tectonique et microtectonique du Paléozoïque de la partie orientale du « synclinal » de Villefranche (P.O.). *Thèse 3^e cycle*, Paris, Géologie dynamique, 70 p. ronéot.
- GOGUEL J. (1948). — Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre. *Mém. Carte géol. Fr.* (2^e éd.), 530 p.
- GOGUEL J. (1965). — *Traité de tectonique*. Masson, Paris, 2^e éd., 457 p.
- Guides Géologiques Régionaux - Pyrénées orientales - Corbières (1977). — Masson, Paris.
- GUITARD G. (1960). — Linéations, schistosités et phases de plissement durant l'orogénèse hercynienne dans les terrains anciens des Pyrénées orientales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. II, n° 7, p. 862-887.
- GUITARD G. (1962). — Sur l'existence de plis « anté-schisteux » dans le Paléozoïque inférieur et les gneiss œillés du Canigou (Pyrénées orientales). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, n° 10, p. 297.
- GUITARD G. (1964). — Un exemple de structure en nappe de style pennique dans la chaîne hercynienne: les gneiss stratoïdes du Canigou (Pyrénées orientales). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 258, p. 4597-4599.
- GUITARD G. (1967). — Phases de plissement dans les terrains métamorphiques de la zone axiale pyrénéenne du Canigou durant l'orogénèse hercynienne. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 265, p. 1357-1360.
- GUITARD G. (1970). — Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss œillés du massif du Canigou (Pyrénées orientales). *Mém. B.R.G.M.*, n° 63, 316 p.
- HUDESTON P.J. et STEPHANSSON O. (1973). — Layer shortening and fold-shape development in the buckling of single layers. *Tectonophysics*, vol. 17, p. 299-321.
- JANNETAZ E. (1884). — Mémoire sur les clivages des roches (schistosité, longrain) et sur leur reproduction. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), t. 12, p. 211.
- LAUMONIER B. (1975). — Contribution à l'analyse structurale de la série de Jujols sur le flanc sud du synclinal de Villefranche (Pyrénées orientales). *Thèse 3^e cycle*, Paris VI, Géologie structurale, 120 p.
- LLAC F. (1969). — Étude tectonique de l'enveloppe paléozoïque à l'Est du Canigou: le massif des Aspres. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XI, p. 476-483.
- MATTAUER M., DALMAYRAC B., LAUBACHER G. et VIDAL J.C. (1967). — Contribution à l'étude des tectoniques superposées dans la chaîne hercynienne: le synclinal paléozoïque de Villefranche de Conflent (P.O.). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 265, p. 1361-1364.
- PASCAL M.-L., FONTEILLES M. et GUITARD G. (1976). — Contribution à l'étude géométrique des plissements superposés hercyniens des Pyrénées orientales: Paléozoïque épizonal du massif de l'Agly. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XVIII, n° 6, p. 1471-1487.
- PLESSMAN N. (Von) (1964). — Geistenlosung, ein Hauptfaktor beim Schieferungsprozess. *Geol. Mitt. Aachen*, n° 4, p. 69-82.
- RAMSAY J.G. (1967). — *Folding and fracturing of rocks*. Mc Graw-Hill, New York, 568 p.
- ROUSSEL J. (1897). — Étude stratigraphique des massifs montagneux du Canigou et de l'Albère. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. VIII, n° 52, p. 279-302.
- SANTANACH Y PRAT P.F. (1972). — Sobre una discordancia en el Paleozoico inferior de los Pirineos orientales. *Acta Geol. Hispanica*, t. VII, n° 5, p. 129-132.
- SITTER L.U. de (1964). — *Structural geology*. Mc Graw-Hill, London, 2^e éd., 552 p.
- VIDAL J.C. (1967). — Étude tectonique et microtectonique du Paléozoïque de la partie occidentale du « synclinal » de Villefranche (P.O.). *Thèse 3^e cycle*, Paris, Géologie dynamique, 30 p. ronéot.
- VITRAC A. et ALLÈGRE C. (1971). — Datation ⁸⁷Rb-⁸⁷Sr des gneiss du Canigou et de l'Agly (Pyrénées orientales). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 273, p. 2411-2413.
- WEISS L.E. (1959). — Geometry of superposed folding. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 70, p. 91-106.
- WILLIAMS P.F. (1972). — Development of metamorphic layering and cleavage in low grade metamorphic rocks at Bergami, Australia. *Amer. J. Sci.*, vol. 272, p. 1-47.
- WILSON G. (1961). — The tectonic significance of small scale structure. *Ann. Soc. géol. Belg.*, t. 84, p. 423-548.

Manuscrit déposé le 9 décembre 1977,
accepté le 7 mars 1978.